



Evolution morphologique et processus sédimentaires actuels du plateau continental interne sud-aquitain : étude comparée des zones de la Salie-Biscarosse (Sud des passes d’Arcachon) et la zone de la tête du canyon de Capbreton.

Alaïs Mazières

► **To cite this version:**

Alaïs Mazières. Evolution morphologique et processus sédimentaires actuels du plateau continental interne sud-aquitain : étude comparée des zones de la Salie-Biscarosse (Sud des passes d’Arcachon) et la zone de la tête du canyon de Capbreton.. Géomorphologie. Université de Bordeaux, 2014. Français. NNT : 2014BORD0171 . tel-01146798

HAL Id: tel-01146798

<https://theses.hal.science/tel-01146798>

Submitted on 29 Apr 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L’archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d’enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

Présentée à

L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX

École Doctorale des Sciences et Environnements

Par **M. Alaïs MAZIÈRES**

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Spécialité : **Sédimentologie Marine et Paléoclimats**

Evolution morphologique et processus sédimentaires actuels du plateau continental interne sud-aquitain :

Etude comparée des zones de La Salie-Biscarrosse (sud des passes d'Arcachon) et de la zone de la tête du Canyon de Capbreton.

Sous la direction de : Thierry MULDER et Hervé GILLET

Soutenue le : 23 octobre 2014

Devant la commission d'examen formée de :

M. Serge BERNÉ
M. Giovanni COCO
M. Jean-Luc SCHNEIDER
Mme. Déborah IDIER
Mme. Carole NAHUM
M. Cyril MALLET
M. Thierry GARLAN
M. Hervé GILLET
M. Thierry MULDER

Professeur, Université de Perpignan
HDR, Universidad de Cantabria, Espagne
Professeur, Université de Bordeaux
HDR, Ingénieur de recherche, BRGM Orléans
Correspondant DGA
Ingénieur de recherche, BRGM Pessac
HDR, Ingénieur, SHOM
Maître de conférences, Université de Bordeaux
Professeur, Université de Bordeaux

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur
Invité
Invité
Invité
Directeur

Avant-propos

A l'issue de cette thèse, je voudrais exprimer toute ma reconnaissance envers l'ensemble des personnes m'ayant soutenu et ayant participé, de près ou de loin, à ce travail.

Je veux tout d'abord remercier mon directeur de thèse, Thierry Mulder, pour la confiance qu'il m'a accordé lors de ces trois années. Un immense merci à Hervé Gillet, mon co-directeur de thèse, pour son énergie, sa présence et disponibilité, ses encouragements tout au long de ces trois années, pour ses précieux conseils et ces journées passées dans son bureau à retravailler les papiers et le manuscrit final.

Merci ensuite à Jean-Luc Schneider d'avoir présidé le jury, et également pour avoir relu et annoté méticuleusement mon manuscrit. J'exprime également toute ma gratitude envers Serge Berné et Giovanni Coco, qui m'ont fait l'honneur d'être les rapporteurs de cette thèse. Je les remercie pour la pertinence de leurs commentaires qui m'ont permis d'améliorer mon travail. Je remercie également les autres examinateurs de cette thèse, Déborah Idier, Carole Nahum, Cyril Mallet et Thierry Garlan, qui m'ont également fait le plaisir d'examiner mon travail.

Tout au long de ma thèse, j'ai eu la chance d'avoir un grand nombre d'interlocuteur. Je remercie particulièrement, Pierre Cirac et Vincent Hanquiez mais également au sein de l'équipe Sédimento - Emmanuelle Ducassou, Michel Cremer, Sébastien Zaragosi, Bernard Martin, Gérard Chabaud et Béatrice Cosson, au BRGM - Cyril Mallet et Déborah Idier, au SHOM - Thierry Garlan, et au sein de l'équipe METHYS - Vincent Marieu, Bruno Castelle et Nadia Sénéchal. Je remercie aussi le service informatique du laboratoire EPOC, Jean-Michel Escalier et Hubert Wennekes.

Je remercie, également, la Direction Générale de l'Armement (DGA) et le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) pour m'avoir alloué une bourse de recherche me permettant de travailler sur ce sujet.

Pour finir, je remercie ma famille pour leur soutien, leurs encouragements et Ludivine et Ana, pour avoir toujours été là quand j'en avais besoin !

Introduction.....	7
I. CHAPITRE I : Synthèse bibliographique.....	13
I. Présentation du plateau continental aquitain	15
I.1. Cadre géographique.....	15
I.2. Cadre géologique	16
I.3. Cadre stratigraphique.....	17
I.3.1. <i>Limites et domaines morpho-structuraux.....</i>	<i>17</i>
I.3.2. <i>Formation du Bassin aquitain et du Plateau aquitain adjacent</i>	<i>18</i>
I.4. Cadre physiographique	19
I.5. Cadre sédimentaire	22
I.5.1. <i>Les sables grossiers et graviers (Figure I.7-I).....</i>	<i>23</i>
I.5.2. <i>Les sables moyens (Figure I.7-II) :</i>	<i>23</i>
I.5.3. <i>Les sables fins à très fins (Figure I.7-III) :</i>	<i>24</i>
I.5.4. <i>Les vases (Figure I.7-IV) :</i>	<i>24</i>
I.5.5. <i>Les affleurements rocheux</i>	<i>24</i>
I.6. Cadre hydrodynamique	28
I.6.1. <i>Les vents</i>	<i>28</i>
I.6.2. <i>Les courants</i>	<i>28</i>
(a) Courant de marées	30
(b) Courants directement liés au vent.....	30
(c) Courants résiduels de surface	30
(d) Ondes internes	31
I.6.3. <i>La houle.....</i>	<i>31</i>
I.6.4. <i>Les tempêtes</i>	<i>33</i>
I.6.5. <i>Les courants induits par l'arrivée des vagues à la côte</i>	<i>33</i>
(a) Transport en masse (masse d'eau)	33
(b) Courant de retour	33
(c) Dérive littorale.....	34
I.6.6. <i>Apports fluviaux</i>	<i>35</i>
I.6.7. <i>Dynamique sédimentaire des sédiments non cohésifs</i>	<i>35</i>
II. Structures sédimentaires des plateaux continentaux silicoclastiques dominées par les tempêtes et la houle	38
II.1. Généralités.....	38

II.2.	« Les sorted bedforms »	41
II.2.1.	<i>Cadre morphologique</i>	42
II.2.2.	<i>Migration des sorted bedforms</i>	45
II.2.3.	<i>Formation et entretien des sorted bedforms</i>	45
III.	Travaux antérieurs sur la zone de « La Salie »	46
III.1.	Formes sédimentaires.....	46
III.1.1.	<i>Les grandes formes sédimentaires</i>	46
(a)	Placages sableux/substrat grossier.....	46
(b)	Linéations	47
III.1.2.	<i>Les dunes sub-aquatiques</i>	48
III.1.3.	<i>Les grandes rides d'oscillation</i>	48
III.2.	Dynamique sédimentaire.....	49
III.2.1.	<i>Etude de la morphologie des figures sédimentaires</i>	49
III.2.2.	<i>Etude comparative des mosaïques de sonogrammes</i>	50
III.2.3.	<i>Etude des structures sédimentaires internes</i>	50
III.2.4.	<i>Action des tempêtes sur l'organisation interne des dépôts</i>	51
IV.	Etat des connaissances sur les têtes de canyons sous-marins	54
V.	Travaux antérieurs sur la tête du Canyon de Capbreton	61
V.1.	La morphologie de la tête du canyon	61
V.2.	Cartes des sédiments superficiels de la tête de canyon.....	62
V.3.	Activité du Canyon de Capbreton.....	63
V.4.	Apport en sédiment dans la tête du Canyon	64
V.4.1.	<i>Rôle de l'Adour</i>	64
V.4.2.	<i>Interaction avec la dynamique littorale</i>	66
II.	CHAPITRE II : Matériel et méthodes	69
I.	Généralités	71
I.1.	Origine des données	71
II.	Les outils d'investigation acoustique.....	73
II.1.	Les sondeurs multifaisceaux	73
II.2.	Le sondeur de sédiments	74
II.3.	Le sonar latéral	74
III.	Les outils de prélèvement	75

III.1.	Le carottier de type Küllenberg	75
III.2.	Le vibrocarottier	78
III.3.	Le cône Berthois	78
III.4.	La benne Shipeck	79
IV.	Les méthodes d'analyses	79
IV.1.	Traitement des données acoustiques.....	79
IV.1.1.	<i>Le logiciel CARAÏBES.....</i>	<i>79</i>
IV.1.2.	<i>Le logiciel SonarScope</i>	<i>80</i>
IV.1.3.	<i>Le sondeur sédiment SBP120 et 2,5 kHz.....</i>	<i>80</i>
IV.1.4.	<i>Le logiciel ArcGis.....</i>	<i>81</i>
IV.2.	Protocole d'étude des données sédimentologiques	81
V.	Modèles numériques et validation	82
V.1.	Modèle de vagues WAVEWATCH III	83
V.2.	Modèle de courant MARS2D.....	84

III. CHAPITRE III : Le plateau continental interne sud-aquitain : étude de la zone de « La Salie-Biscarrosse » 87

I.	Introduction.....	89
II.	Note : Dynamics of inner-shelf, multi-scale bedforms off the south Aquitaine coast over three decades (Southeast Bay of Biscay, France).....	106
III.	Etude de la seconde zone dite de « Biscarrosse »	123
III.1.	Résultats	123
III.2.	Discussion.....	124
III.3.	Caractéristiques morphologiques des « <i>linear sorted bedforms</i> »	124
III.4.	Evolution	125
IV.	Synthèse de la zone « La Salie-Biscarrosse »	129

IV. CHAPITRE IV : La tête du Canyon de Capbreton 131

I.	Introduction.....	133
II.	Note : High-resolution morphobathymetric analysis and evolution of Capbreton submarine canyon head (Southeast Bay of Biscay-French Atlantic Coast) over the last decade using descriptive and numerical modeling.....	141

III.	Résultats complémentaires : abord nord du canyon	155
IV.	Synthèse pour la zone de la tête du canyon de Capbreton	158
V. CHAPITRE V : Mobilité potentielle du sédiment sur le plateau continental aquitain (modélisation numérique)		
161		
I.	Introduction.....	163
II.	Méthodologie et données	163
II.1.	Mobilité potentielle des sédiments	164
II.1.1.	Calcul du nombre de Shields.....	164
II.1.2.	Calcul du Shields critique	165
II.2.	Données de vagues et courants.....	166
II.3.	Indicateur de mobilité potentielle des sédiments.....	166
III.	Résultats et discussion	166
III.1.	Taille de grain maximale mise en mouvement	166
III.1.1.	Temps calme	167
III.1.2.	Temps très agité.....	167
III.2.	Durée de mobilité	171
III.2.1.	En fonction de la taille des grains (Figures en annexe II)	171
III.2.2.	Suivant les cartes sédimentaires existantes	172
(a)	Sur le plateau continental aquitain (Figure V.7).....	172
(b)	Sur la zone de La Salie-Biscarrosse (Figure V.9).....	175
III.3.	Directions du courant	176
IV.	Conclusion	179
VI. CHAPITRE VI : Synthèse, discussion et perspectives.....		
181		
I.	Rappel des objectifs de cette étude.....	183
II.	Synthèse des principaux résultats	184
II.1.	À l'échelle de nos deux zones d'études.....	184
II.1.1.	Le plateau interne sud-aquitain (zone de La Salie-Biscarrosse).....	184
II.1.2.	La tête du canyon de Capbreton	187
III.	Discussions des résultats à l'échelle du plateau aquitain.....	189
III.1.	Morphodynamique de la tête du canyon de Capbreton.....	189

III.2.	La présence des <i>sorted bedforms</i> à l'échelle du plateau continental	190
III.3.	Fonctionnement sédimentaire actuel du plateau interne aquitain	191
IV.	Perspectives de recherche	196
	Références bibliographiques	199
	Table des figures.....	217
	Production scientifique	223

Abréviations

ADCP : Acoustic Doppler Current Profiler

BRGM : Bureau de Recherches Géologiques et Minières

CSB : Crescent Shaped Bedforms

DGA : Direction Générale de l'Armement

EA : East Atlantic Pattern

EPOC : Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux

GIP : Groupement d'Interêt Public

IFREMER : Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER

INSU : Institut national des sciences de l'Univers

MEDDE : Ministère de l'écologie, du développement durable et de l'énergie

NAO : North Atlantic Oscillation

ROV : Remotely Operated Vehicle

SBP : Sub Bottom Profiler

SHOM : Service Hydrographique et Océanographique de la Marine

SMF : Sondeur MultiFaisceaux

UMR : Unité Mixte de Recherche

WW3 : WaveWatch III

INTRODUCTION

Problématique

Le plateau continental interne constitue une zone où les sédiments peuvent être définitivement ou temporairement stockés. Les sédiments peuvent être échangés de manière transverse (« *cross-shore* ») entre le plateau et la plage et/ou le long de la côte (« *longshore* »), ou être définitivement évacués vers la pente continentale, un canyon sous-marin et la plaine abyssale. Ces mouvements entre la plage et le plateau interne sont particulièrement mal documentés et *a fortiori* mal compris. Dans le contexte actuel de remontée glacio-eustatique du niveau marin et d'érosion des côtes sableuses, l'amélioration des connaissances à propos de ces échanges et des processus associés apparaît d'une importance primordiale.

Dans un premier temps, une meilleure compréhension des formes et des mouvements sédimentaires sur le plateau continental interne peut être utilisée comme indicateur de la dynamique transverse (« *cross-shore* ») entre la plage et le plateau.

Le plateau et le littoral aquitains permettent de répondre particulièrement bien à cette problématique car les programmes de recherche de l'UMR 5805 EPOC (Université de Bordeaux) et de l'IFREMER ont permis depuis 20 ans de recueillir quantité de connaissances sur ces environnements.

La dérive littorale le long de la côte Aquitaine a fait l'objet de récentes études (Abadie *et al.*, 2006 ; Idier *et al.*, 2013). Il a été démontré que d'importants transferts sédimentaires s'effectuent du nord vers le sud. Si les grandes lignes de ce processus sont connues, il reste néanmoins de nombreuses interrogations concernant la poursuite de cette dérive littorale vers le sud et de sa possible relation avec le Canyon de Capbreton et en particulier la tête du canyon, très proche du trait de côte (250 m).

Améliorer la connaissance fondamentale de ces processus sédimentaires permet de répondre de façon très concrète et très opérationnelle à des questions de protection et de gestion du littoral, en particulier pour l'Aquitaine où des études stratégiques sont en cours (stratégie nationale de gestion du trait de côte déclinée à l'échelle régionale puis locale (MEDDE, 2012), analyse coût/bénéfice portée par le GIP littoral Aquitain; cartographie des aléas côtiers menée par l'Observatoire de la Côte Aquitaine).

Ce travail, cofinancé par la Direction Générale de l'Armement (DGA, Ministère de la Défense) et par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), est issu de la collaboration entre l'Université de Bordeaux, le SHOM et le BRGM et a été réalisé au sein de

l'Unité Mixte de Recherche 5805-EPOC (Environnements et Paléo-Environnements Océaniques et Côtiers, Université de Bordeaux). Elle s'inscrit par ailleurs dans le programme Action Marges (INSU).

Objectifs

Cette étude s'articule autour de deux zones ateliers complémentaires :

(A) la zone de « La Salie-Biscarrosse » sur le plateau continental interne sud-aquitain au sud des passes du Bassin d'Arcachon (entre 5 et 50 m de profondeur d'eau),

(B) la tête du canyon de Capbreton et ses abords (entre 0 et 120 m de profondeur d'eau).

Les objectifs de ce travail sont :

(1) d'améliorer la connaissance de la répartition, de la morphologie, de la nature et de la géométrie interne des corps sédimentaires présents sur le plateau interne sud-aquitain. Etudier leur évolution et le cas échéant leur migration au cours des 30 dernières années et caractériser les facteurs à l'origine de cette évolution.

(2) De quantifier le stock de sédiments sableux (fins à moyens) du plateau interne aquitain.

(3) D'améliorer la connaissance de la morphologie et de la sédimentologie de la tête du Canyon de Capbreton.

(4) De préciser l'interaction entre le Canyon de Capbreton et la dynamique littorale, notamment l'alimentation en sable par cette dernière de la tête du canyon. (5) De préciser le rôle de la tête du Canyon de Capbreton dans l'origine de l'activité turbiditique actuelle observée dans le canyon.

(6) D'étudier l'évolution de la tête du Canyon de Capbreton au cours des 20 dernières années et d'évaluer les risques liés aux aléas que peut induire la tête du canyon vis-à-vis du proche littoral très anthropisé.

Méthodes

L'étude présentée ici s'est appuyée sur deux approches complémentaires :

- une approche descriptive et comparative (dans le temps), utilisant des données haute résolution : sondeurs multifaisceaux, sonars latéral, sondeurs de sédiments (2,5 kHz et SBP 120), des prélèvements (bennes et carottes et quelques cônes Berthois) complétée par une réinterprétation d'anciennes données ;

- une approche mettant en œuvre la modélisation numérique en utilisant (1) un modèle morphodynamique non linéaire simulant les courants induits par les vagues en domaine littoral et leur capacité à transporter les sédiments (Castelle et Ruessink, 2011) et (2) une

modélisation de l'estimation spatiale et temporelle de la mobilité potentielle des sédiments sous l'action conjointe des vagues et des courants sur une grande partie du plateau continental aquitain (Idier *et al.*, 2006 ; Idier *et al.*, 2010).

Sur les deux zones le volume de données est exceptionnel puisqu'il a permis une comparaison de la réflectivité acoustique des années 1984, 1998, 2001, 2010, 2012 et 2013 sur la zone de « La Salie-Biscarrosse », de données bathymétriques des années 1998, 2001, 2009, 2010, 2012 et 2013 au niveau de la tête du Canyon de Capbreton.

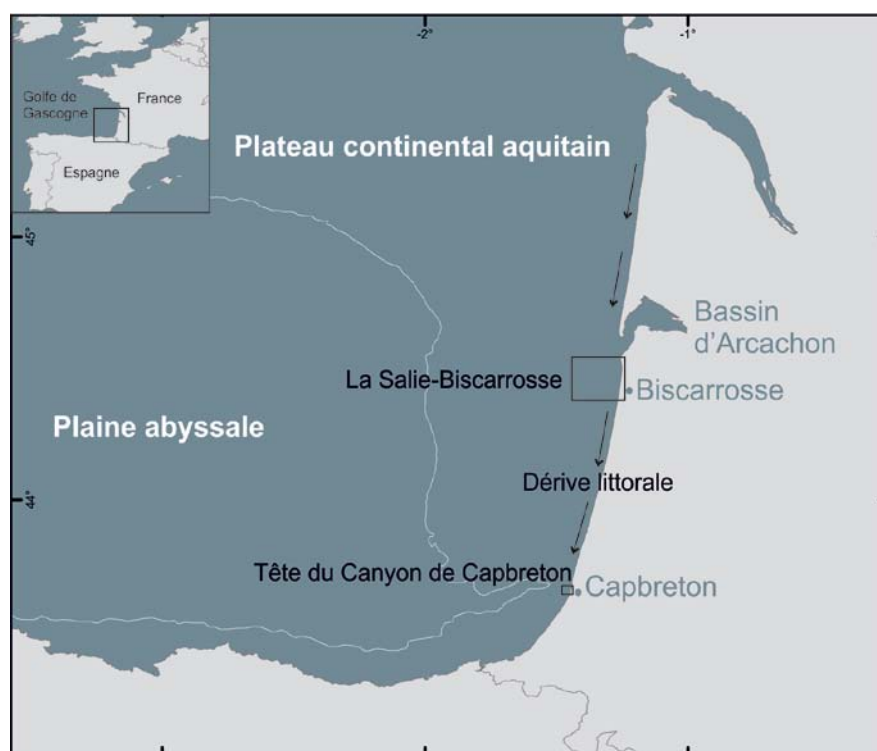


Figure 1 : Localisation des zones ateliers de La Salie-Biscarrosse et de la tête du Canyon de Capbreton le long de la côte Aquitaine.

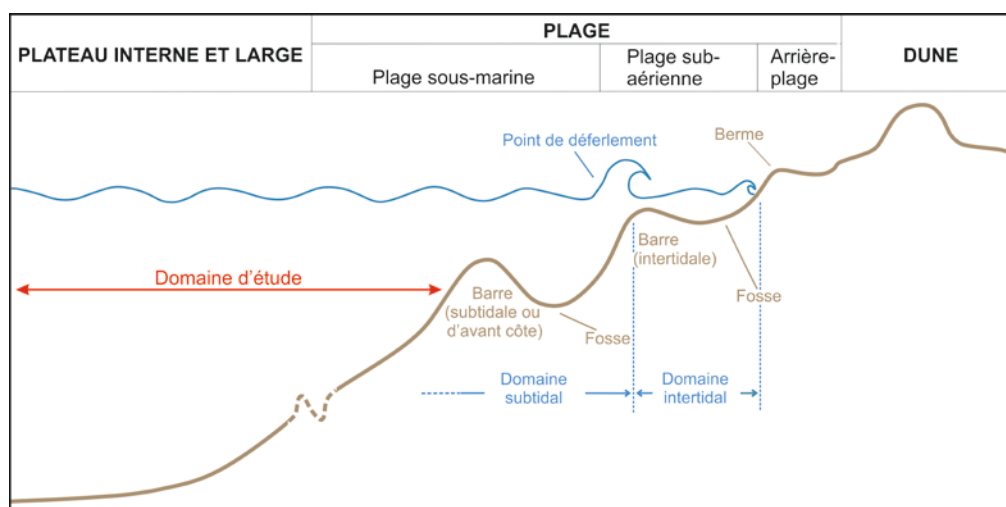


Figure 2 : Croquis et définitions des différents compartiments du domaine littoral sud aquitain.

Organisation

Ce manuscrit est articulé en six chapitres.

Chapitre I : Etat de l'art.

Ce chapitre correspond au contexte scientifique de l'étude. Il comprend une synthèse bibliographique non exhaustive de l'état des connaissances et des concepts généraux.

Chapitre II : Matériel et méthodes.

Ce chapitre est consacré à la présentation des données, leur mode d'acquisition, de traitement ainsi que les méthodes d'analyse et d'interprétation mises en œuvre pour ce travail.

Chapitre III : Le plateau continental interne sud-aquitain : étude de la zone de « La Salie-Biscarrosse ».

Ce chapitre présente une analyse de la morphologie, de la sédimentologie, de la géométrie interne et de l'évolution temporelle de la couverture sédimentaire superficielle entre 1984 et 2013 sur le plateau continental sud aquitain : entre 24 et 50 m de profondeur (zone de « La Salie » présentée sous la forme d'un article scientifique) et entre 5 et 24 m de profondeur (zone de « Biscarrosse »).

Chapitre IV : La tête du Canyon de Capbreton.

Ce chapitre présente une analyse de la morphologie, de la sédimentologie et de l'évolution temporelle de la tête du Canyon de Capbreton entre 1998 et 2013. Cette partie, présentée sous la forme d'un article scientifique étudie l'interaction entre la tête du Canyon de Capbreton et la dynamique littorale, le rôle de la tête dans l'alimentation en sédiment et dans l'origine de l'activité turbiditique récente observée dans le canyon, son évolution au cours des 20 dernières années et l'évaluation des risques vis-à-vis du proche littoral très anthropisé.

Chapitre V : Calcul de la mobilité du sédiment sur le plateau continental aquitain.

Ce chapitre est réalisé à grande échelle sur une partie du plateau continental aquitain, et à plus petite échelle sur deux zooms : un sur la zone de « La Salie-Biscarrosse » et un autre aux abords de la tête du Canyon de Capbreton. Il expose les travaux de modélisation sur la mobilité sédimentaire du plateau aquitain.

Chapitre VI : Synthèse, discussion et perspectives.

Ce chapitre rappelle les objectifs initiaux de cette étude. Les résultats majeurs issus de ce travail sont brièvement synthétisés puis discutés à l'échelle du plateau. De nouvelles perspectives de recherche sont également proposées, notamment sur les processus d'échanges transverses (« *cross-shore* ») entre la plage et le plateau interne aquitain.

CHAPITRE I :

Synthèse bibliographique

I. Présentation du plateau continental aquitain

I.1. Cadre géographique

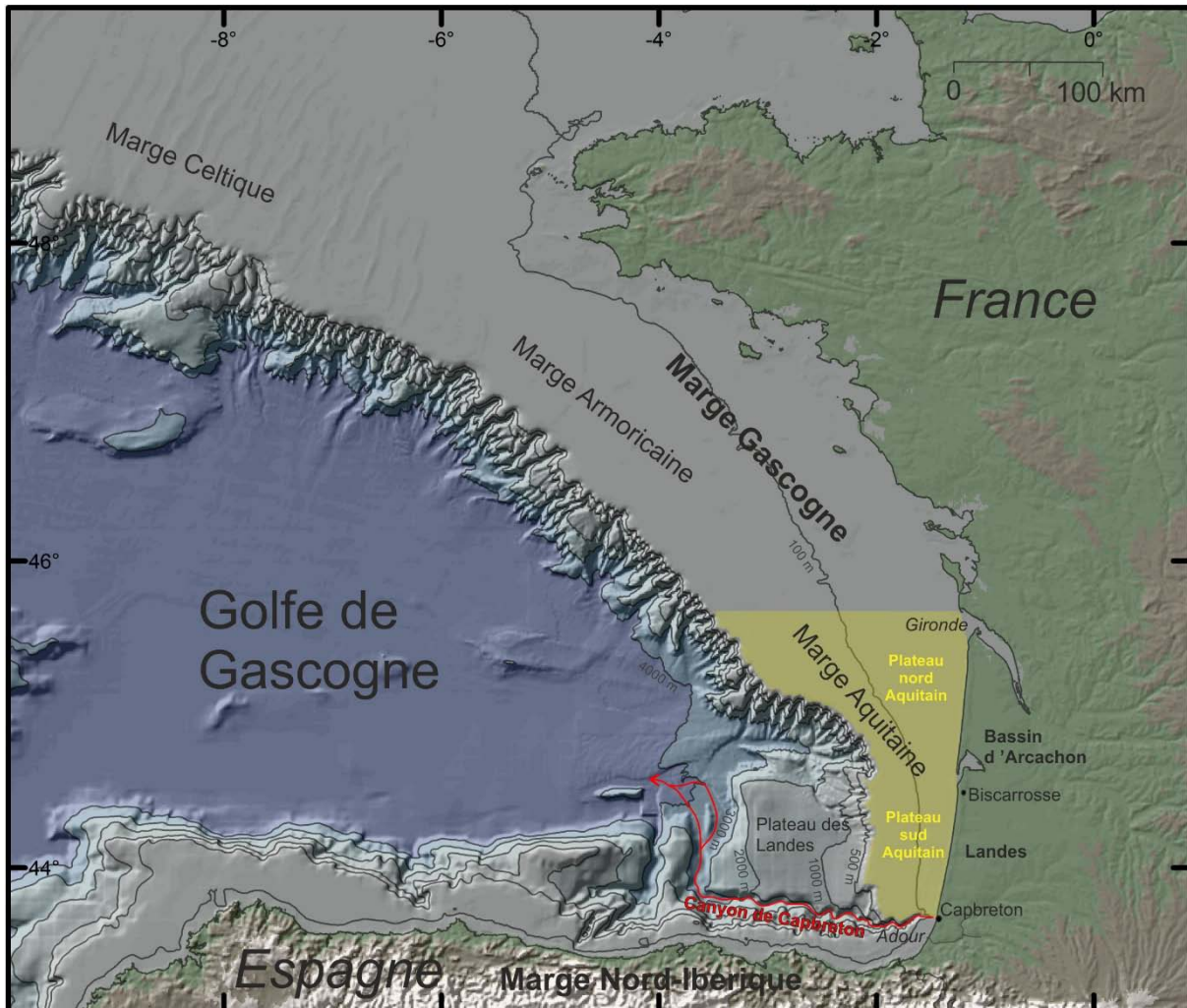


Figure I.1 : Cadre géographique du Golfe de Gascogne.

Le Golfe de Gascogne est situé entre la côte ouest de la France et le nord de l'Espagne (Figure I.1). Il est bordé par deux marges continentales, la marge nord Ibérique au sud et la marge Gascogne au nord. La marge Gascogne est en fait une association de marges continentales, avec du nord au sud : la marge celtique, la marge armoricaine, et la marge aquitaine (Thinon, 1999).

Ainsi, au niveau de la marge aquitaine, au sud-est du Golfe de Gascogne, se trouve le plateau continental aquitain entre l'estuaire de la Gironde ($45^{\circ}45'N$) et les abords du canyon de Capbreton ($43^{\circ}50'N$). La côte aquitaine (France) orientée nord-sud ($N10^{\circ}$) forme un angle droit, avec la marge nord Ibérique (Espagne) orientée est-ouest (Figure I.1). La profondeur à la bordure du plateau est d'environ 140 m (Cirac *et al.*, 2000a). Au large de la côte landaise,

entre le plateau continental et la plaine abyssale, le plateau landais s'étend sur 150 km de large à des profondeurs comprises entre 1000 et 2000 m. Entre le plateau landais et le plateau continental espagnol s'étend le canyon de Capbreton dont la tête atteint pratiquement (250 m) la côte des Landes. Le Bassin d'Arcachon est situé à mi-chemin entre l'Adour et la Gironde, les deux fleuves principaux de la côte aquitaine.

I.2. Cadre géologique

L'histoire du Golfe de Gascogne est liée aux mouvements entre les plaques lithosphériques Eurasie, Ibérie et Amérique du Nord. Depuis la fin du Paléozoïque, la plaque Ibérie a adopté tantôt le mouvement de l'Afrique, tantôt le mouvement de l'Eurasie, participant à l'ouverture de l'Atlantique Central, de l'Atlantique Nord et du Golfe de Gascogne, ainsi qu'à la formation des Pyrénées qui appartiennent au grand système orogénique alpin (Olivet, 1996).

Les hypothèses de formation et d'évolution du Golfe de Gascogne depuis le Paléozoïque synthétisées par Thinon (1999) montrent que de nombreux épisodes distensifs et compressifs intra-continentaux ont marqué les futures marges du Golfe de Gascogne. L'évolution du Golfe de Gascogne vers sa forme actuelle résulte de la phase d'extension crétacée et de la convergence de l'Ibérie vers l'Eurasie au Crétacé supérieur (Olivet, 1996) qui se serait traduite, entre autres, par la subduction de la croûte océanique du Golfe de Gascogne sous la marge Nord Ibérique (Boillot *et al.*, 1979). Ce mouvement entraîne la formation de la chaîne Pyrénéenne et la fermeture de la partie orientale du Golfe de Gascogne. Ainsi, dans la partie méridionale du Golfe de Gascogne vont s'opposer la plate-forme sud aquitaine stable au nord, et la marge basco-cantabrique affectée par la tectonique pyrénéenne au sud.

C'est dans ce contexte tectonique avec d'un côté l'affrontement des deux domaines structuraux et de l'autre la convergence des plaques Ibérique et Européenne qu'une zone de « faiblesse tectonique » se forme pendant le Paléogène. L'effet de la subsidence va favoriser l'apparition du canyon de Capbreton (Deregnacourt et Boillot, 1982). Plusieurs études ont démontré l'impact des structures tectoniques profondes sur la localisation et la morphologie globale du Canyon de Capbreton (Bois *et al.*, 1997 ; Cirac *et al.*, 2001 ; Deregnacourt et Boillot, 1982). Depuis cette époque, le canyon s'est formé plutôt par sédimentation différentielle (« *a confined channel-levee system* ») que par érosion seule (Cremer *et al.*, 2012).

I.3. Cadre stratigraphique

I.3.1. Limites et domaines morpho-structuraux

Le Bassin aquitain, en dépression relative, est un lieu de stockage préférentiel des roches sédimentaires depuis des millions d'années (Bellec, 2003 ; Figure I.2). Il se prolonge vers l'ouest, en domaine marin, par le plateau aquitain.

La flexure celte-aquitaine (Figure I.3), apparue dès l'époque varisque, délimite le plateau aquitain en deux domaines structuraux : le domaine septentrional (plate-forme sud-armoricaine ou plate-forme nord-aquitaine) et le domaine méridional (plate-forme sud-aquitaine ; Bellec, 2003).

Le domaine méridional peut être, à son tour, subdivisé en trois parties (Figure I.3 ; Bellec, 2003) :

- au nord, le Bassin de Parentis, longé par la flexure celte-aquitaine,
- au sud, le sillon sous-pyrénéen en avant du front Nord-pyrénéen,
- entre ces 2 zones, le Haut plateau des Landes.

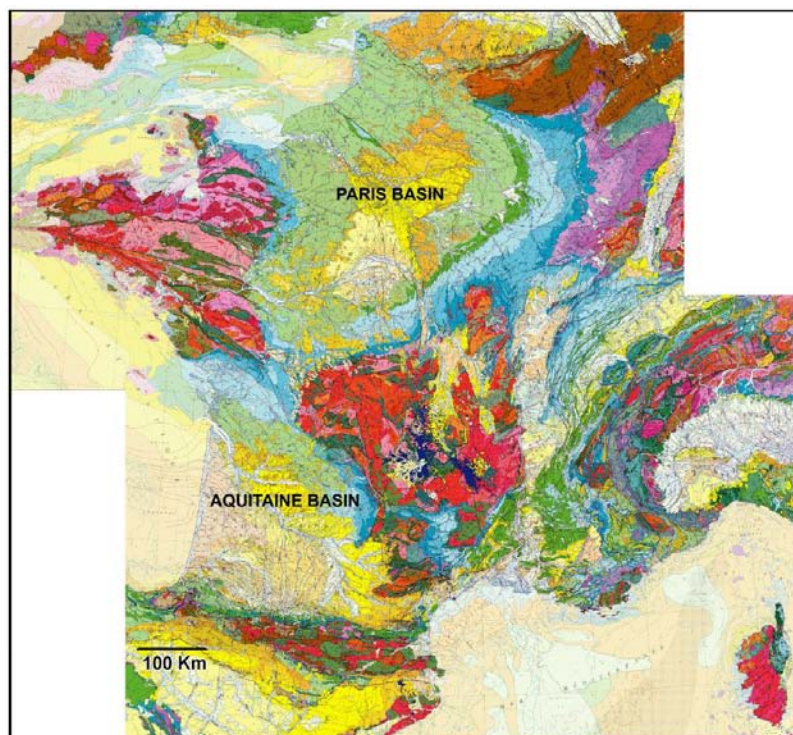


Figure I.2 : Carte géologique de la France - Localisation du Bassin aquitain (BRGM)

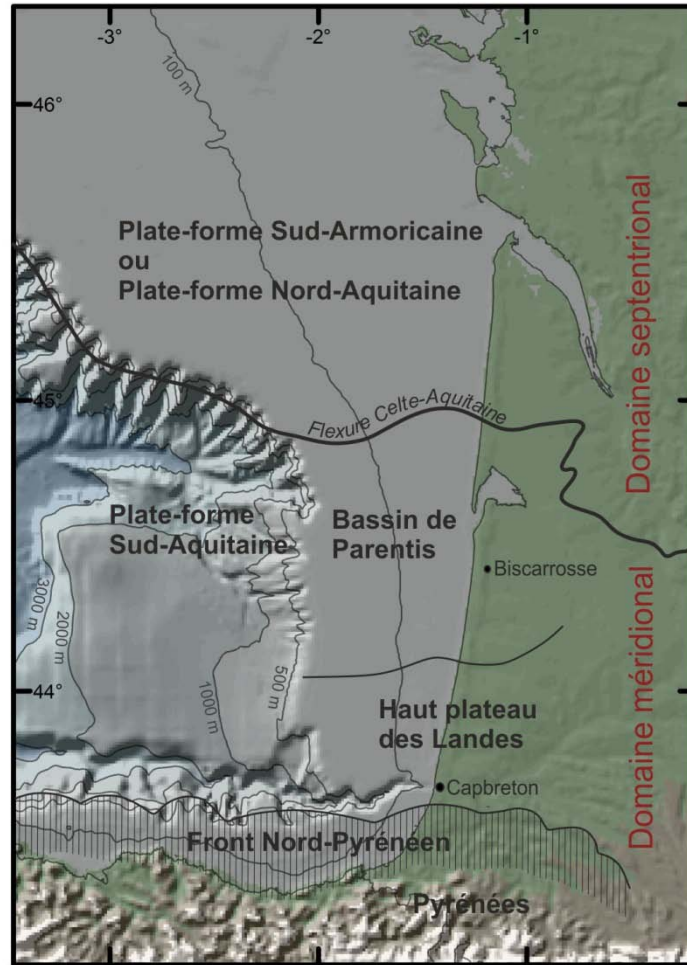


Figure I.3 : Carte morphostructurale du plateau aquitain (d'après Bois et Gariel, 1994).

I.3.2. Formation du Bassin aquitain et du Plateau aquitain adjacent

Pendant le Mésozoïque (245 à 65 millions d'années ; Figure I.4-B), calcaires, évaporites et grès s'accumulent dans le Bassin aquitain. Sa structure est nettement différenciée entre la zone nord plutôt stable et celle située au sud, constituée du bassin fortement subsident de Parentis. A cette échelle de temps et d'espace, la forme du bassin sédimentaire et la nature du matériel accumulé sont expliquées en grande partie par les mouvements des plaques tectoniques, l'érosion des reliefs (Massif Central) et l'ouverture du Golfe de Gascogne.

Au Cénozoïque (65 à 2,6 millions d'années ; Figure I.4-B), la jeune chaîne Pyrénéenne s'érode rapidement et participe activement au comblement du Bassin aquitain. Au Miocène (23,03 à 5,33 millions d'années), cette sédimentation marine est bien connue dans la région grâce à des affleurements de grande qualité qui ont permis de décrire les stratotypes du Burdigalien et de l'Aquitaniens.

Au-dessus du substratum rocheux se trouvent des couches de sédiments dont le degré de lithification diminue lorsqu'on se rapproche de la surface. Ces sédiments se sont déposés depuis le Pliocène (5,33 millions d'années) jusqu'à nos jours (U1 et U2 ; Figure I.4-C). La couche atteint une centaine de mètres au niveau du littoral, d'après les informations fournies par les forages pétroliers (Bellec, 2003). Elle s'est déposée en prismes, au rythme des variations climato-eustatiques. Les sédiments qui la composent sont d'origines alluviale, marine et éolienne. Sur le plateau continental, dans la partie actuellement immergée du Bassin aquitain, on y distingue un niveau de quelques dizaines de mètres d'épaisseur en moyenne, datant des stades isotopiques 3 à 1 (U1 ; Figure I.4-C). Des études sismiques (Cirac *et al.*, 1997) ont montré que ce niveau sédimentaire « transgressif » correspond à des remplissages successifs d'incisions fluviales en période de bas niveau marin (U1 ; Figure I.4-C). Au sommet de ce niveau, une unité superficielle « palimpseste » (Berné, 1999) d'environ 2 mètres d'épaisseur, correspond aux sédiments remaniés par les processus hydrologiques du haut niveau marin actuel (Aloisi *et al.*, 1977).

La partie continentale, pour sa part, est recouverte d'une couche de sables éoliens issus d'un contexte périglaciaire (le Sable des Landes), qui forme actuellement des dunes et des épandages dans toute la région (Sitzia, 2014 ; Bertran *et al.*, 2011).

I.4. Cadre physiographique

Sur le plan géomorphologique, le plateau aquitain est subdivisé par la flexure celte-aquitaine en deux parties dans le sens latitudinal (Figure I.5). La partie septentrionale du plateau aquitain est large (175 km) et à faible pente (0.085 % en moyenne), alors que la partie méridionale est plus étroite (80 km) et à plus forte pente (0.18 % en moyenne) (Cirac *et al.*, 2009).

Longitudinalement, le plateau aquitain peut être subdivisé en trois zones géomorphologiques (Figure I.6 ; Turcq, 1984 ; Weber *et al.*, 1983) :

- un plateau interne jusqu'à environ 50 m de profondeur, de topographie uniforme avec une pente relativement forte de 0,15 à 0,7 %.
- Un plateau médian, qui s'étend entre 50 et 90 m de profondeur dont la topographie est affectée par des placages sableux de quelques mètres d'amplitude et plusieurs centaines de mètres de largeur. La pente topographique varie de 0.1 à 0.3 %.

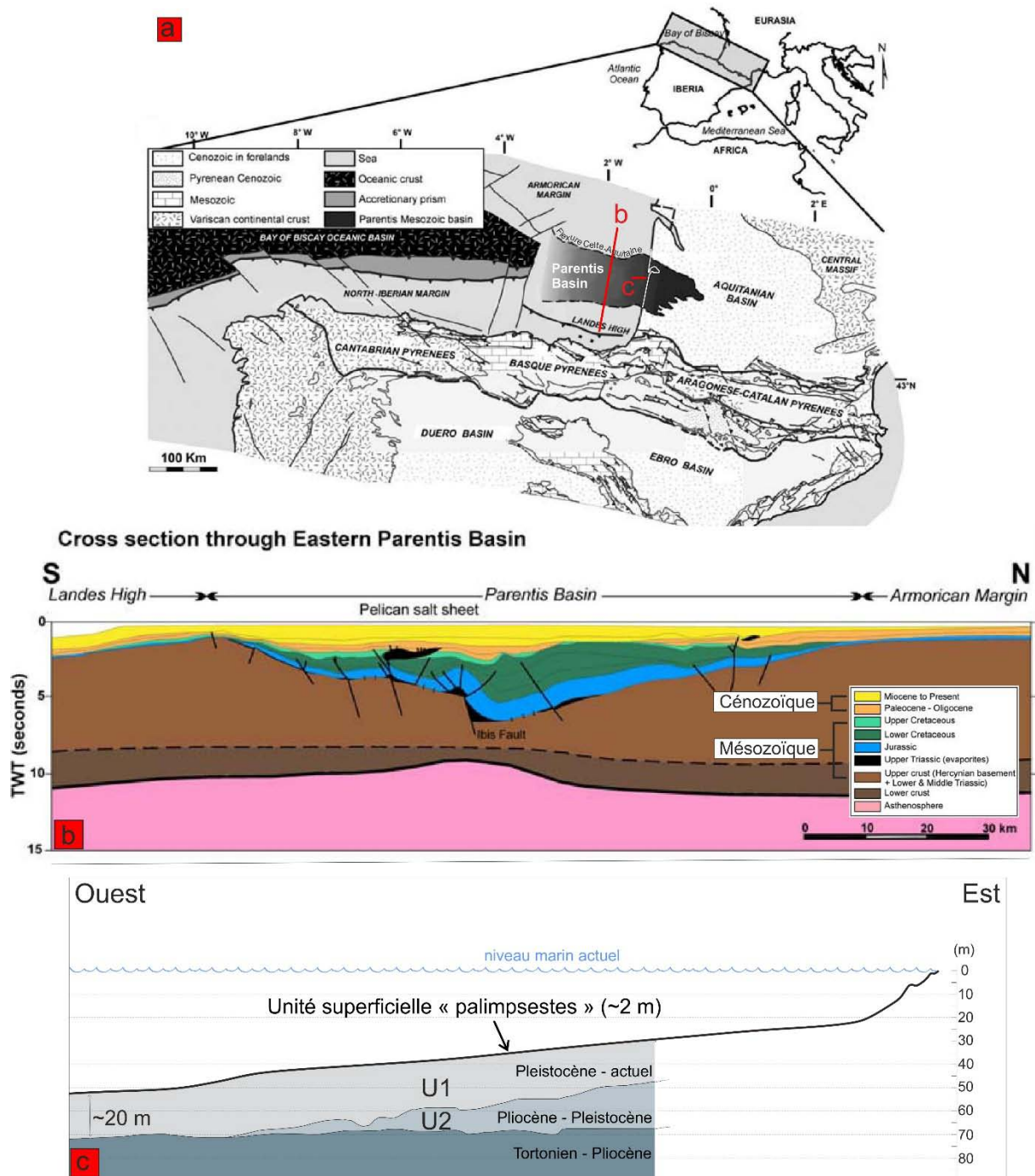


Figure I.4 : a) Carte simplifiée de la tectonique des Pyrénées et des bassins adjacents (modifiée d'après Ferrer *et al.*, 2012 ; b) Profil nord-sud de la stratigraphie du Bassin de Parentis à partir de lignes sismiques profondes (modifié d'après Ferrer *et al.*, 2012) ; c) Profil est-ouest de la bathymétrie du Plateau aquitain au large de Biscarrosse, comprenant l'interprétation sismique de la couverture sédimentaire (adapté des travaux de Cirac *et al.* (1997) et Bellec et Cirac. (2010)).

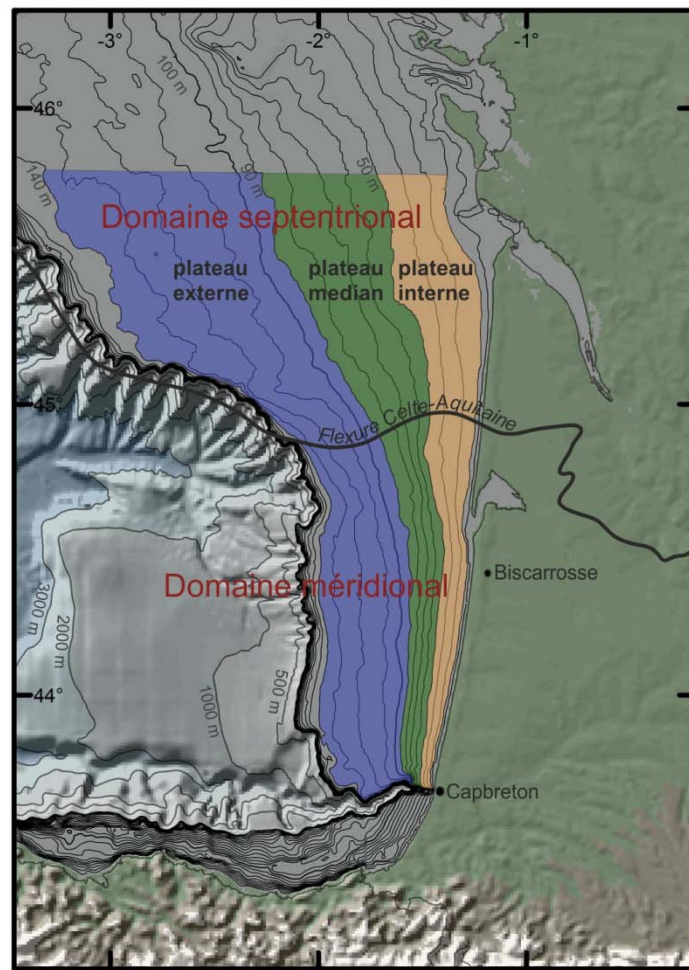


Figure I.5 : Physiographie du plateau continental aquitain.

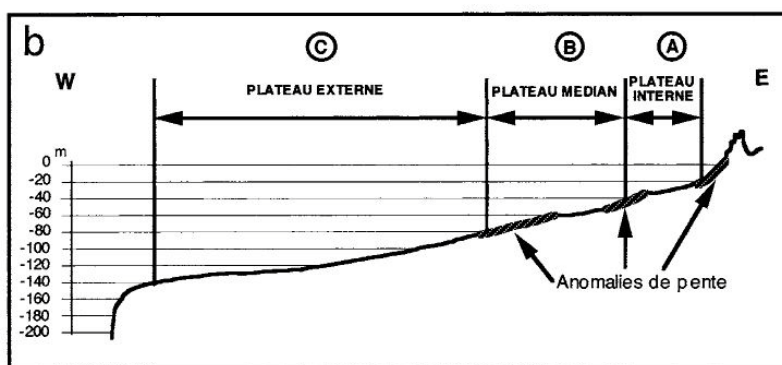


Figure I.6 : Profil bathymétrique synthétique transverse à la plate-forme (d'après Weber *et al.*, 1983).

- Un plateau externe, qui s'étend entre 90 m de profondeur et le bord du plateau situé à une profondeur d'environ 140 m, caractérisé surtout par une pente très faible (0,05 à 0,15 %) et des irrégularités topographiques très marquées au Nord où elles correspondent à des affleurements rocheux (croches) et une topographie plus régulière au sud.

Ces limites géomorphologiques correspondent à des ruptures de pente très nettes vers 45 m et 85 m de profondeur. Ces abrupts sont souvent interprétés comme d'anciennes zones de stagnation du rivage lors de la dernière remontée du niveau marin (Figure I.6 ; Arbouille, 1987a).

I.5. Cadre sédimentaire

Le plateau continental aquitain est recouvert d'une formation sédimentaire meuble de quelques dizaines de mètres d'épaisseur en moyenne. La partie superficielle de cette formation est marquée par la présence d'une couverture superficielle d'un à deux mètres d'épaisseur, dont les faciès et les formes sédimentaires sont sous le contrôle de processus hydrodynamiques actuels ou récents (Cirac *et al.*, 2000a).

Cette couverture sédimentaire superficielle du plateau aquitain a fait l'objet de nombreux travaux parmi lesquels on peut citer ceux de Lapierre (1969), Barusseau (1973), Allen et Castaing (1977), Turcq (1984), Collotte (1985), Arbouille (1987a), Weber *et al.* (1987), Cirac *et al.* (2000a). Récemment des cartes de répartition des sédiments ont été réalisées : au niveau du plateau continental aquitain (Cirac *et al.*, 2009 ; Figure I.8) et plus au sud, au niveau du canyon de Capbreton et de la zone côtière basque (Jouanneau *et al.*, 2007 ; Figure I.9). Cirac *et al.* (2009) représente une compilation de ces travaux affinés par des prélèvements effectués lors des différentes missions postérieures à 1977 (programmes FASEC, GEODEP et SEDYMAQ) et l'utilisation de données de sondeurs de sédiments ainsi que de l'imagerie de sondeurs multifaisceaux des missions ITSAS I et II.

Le plateau aquitain étant soumis à de puissants facteurs hydrodynamiques, la caractérisation des faciès sédimentaires est basée en grande partie sur la granulométrie et sur les structures sédimentaires dynamiques. On distinguera ainsi, suivant la synthèse réalisée par Cirac *et al.* (2009) : des sables grossiers et des graviers, des sables moyens, des sables fins à très fins et des vases plus ou moins silteuses. Des affleurements rocheux sont également présents sur cette zone.

I.5.1. Les sables grossiers et graviers (Figure I.7-I)

Ces sables sont constitués d'éléments siliceux arrondis et d'abondants fragments bioclastiques. Une patine de rubéfaction recouvre ces éléments, ce qui donne à l'ensemble une teinte variant du roux au beige. La moyenne granulométrique est comprise entre 0,6 et 2 mm. La distribution est bimodale, avec un mode principal situé vers 1,3 mm. Le classement est médiocre à mauvais. Les structures sédimentaires sont peu visibles sur un sédiment aussi grossier. Cependant, on observe fréquemment un granoclassement normal (Figure I.7-I) et parfois des laminations obliques ou horizontales.

Les sables grossiers et graviers présentent une certaine disparité dans leur répartition selon que l'on se trouve au nord ou au sud du plateau aquitain (Figure I.7).

-Au nord : les sédiments grossiers se répartissent soit en une large zone couvrant une grande partie du plateau médian en face de l'embouchure de la Gironde, soit en une zone allongée entre 80 et 90 m de profondeur, en bordure externe du plateau médian.

-Au sud : les sables grossiers et graviers se répartissent en un large couloir (orienté nord-sud) aux alentours de 40 m de profondeur, ainsi qu'en couloirs plus étroits et plus discontinus entre 60 m et 70 m de profondeur (orientés nord-sud).

Par ailleurs, on distingue de petites zones de sédiments grossiers disséminées sur l'ensemble du plateau et qui correspondent à des « fenêtres » dans les placages sableux laissant apercevoir le substrat grossier sous-jacent.

I.5.2. Les sables moyens (Figure I.7-II) :

Ces sables, de couleur roux à beige, constituent la part la plus importante de la couverture superficielle du plateau nord aquitain. Au sud, les sables fins gris deviennent progressivement dominants (Figure I.7). Les sables moyens contiennent le plus grand nombre et la plus grande diversité de structures dynamiques. Ils présentent une grande homogénéité granulométrique. Ils sont toujours unimodaux avec un mode situé entre 0,4 et 0,25 mm. Leur classement est bon à très bon.

Ils ont une extension maximum sur le plateau nord aquitain où ils constituent l'essentiel de la couverture sédimentaire superficielle du plateau médian et interne. Ils se prolongent vers le sud en diminuant au profit des sables fins pour n'occuper qu'une partie du plateau interne avec les sables grossiers et les graviers.

I.5.3. Les sables fins à très fins (Figure I.7-III) :

On distingue, selon leur localisation, les sables fins gris du large et les sables fins et très fins côtiers.

-Les sables fins et gris du large correspondent à un faciès homogène. Leur moyenne granulométrique est légèrement plus fine que pour les sables côtiers (0,12 à 0,15 mm). Ils sont unimodaux et bien classés. Ils occupent l'ensemble du plateau externe sur la partie septentrionale du plateau aquitain (Figure I.7), puis, à partir de 45°10'N ils ont tendance à s'étendre progressivement sur l'ensemble du plateau pour recouvrir la quasi-totalité de celui-ci à proximité du canyon de Capbreton.

-Les sables fins et très fins côtiers se caractérisent également par leur teinte grise et par l'abondance de mica. Ils se rencontrent sur le proche plateau interne, à proximité de l'embouchure de la Gironde en se prolongeant vers le Sud à proximité du littoral jusqu'au Bassin d'Arcachon. Leur origine semble liée aux apports récents de la Gironde. On distingue des sables très fins, très bien classés, unimodaux, avec une moyenne entre 0,063 et 0,125 mm et les sables fins caractérisés par une bimodalité très marquée avec un mode principal entre 0,1 et 0,125 mm et un mode secondaire entre 0,315 et 0,4 mm. Ces sables correspondent à un mélange de sables très fins et de sables moyens.

I.5.4. Les vases (Figure I.7-IV) :

Elles constituent les vasières (ouest Gironde et sud Gironde) directement liées aux apports récents de la Gironde (Castaing, 1981 ; Lesueur *et al.*, 1996). Par ailleurs, on peut rencontrer des vases plus ou moins silteuses sur le proche plateau interne où elles constituent une « mud line » saisonnière (Gensous, 1971). Enfin, des vases peuvent constituer des drapages de quelques centimètres d'épaisseur (Figure I.7-II B) sur le reste du plateau constituant un faciès de décantation éphémère.

I.5.5. Les affleurements rocheux

Ils se répartissent principalement sur le plateau nord aquitain et principalement sur sa partie externe, où ils s'alignent parallèlement au bord du plateau entre 110 et 130 m de profondeur. Ils correspondent à ce que l'on appelle communément la zone des croches. Cette disposition des affleurements rocheux sur le plateau externe aux environs de 120 mètres de profondeur suggère qu'ils pourraient correspondre à la paléoligne de rivage correspondant au maximum de retrait de la mer au cours du dernier cycle glaciaire (Arbouille, 1987 ; Cirac *et al.*, 2000a).

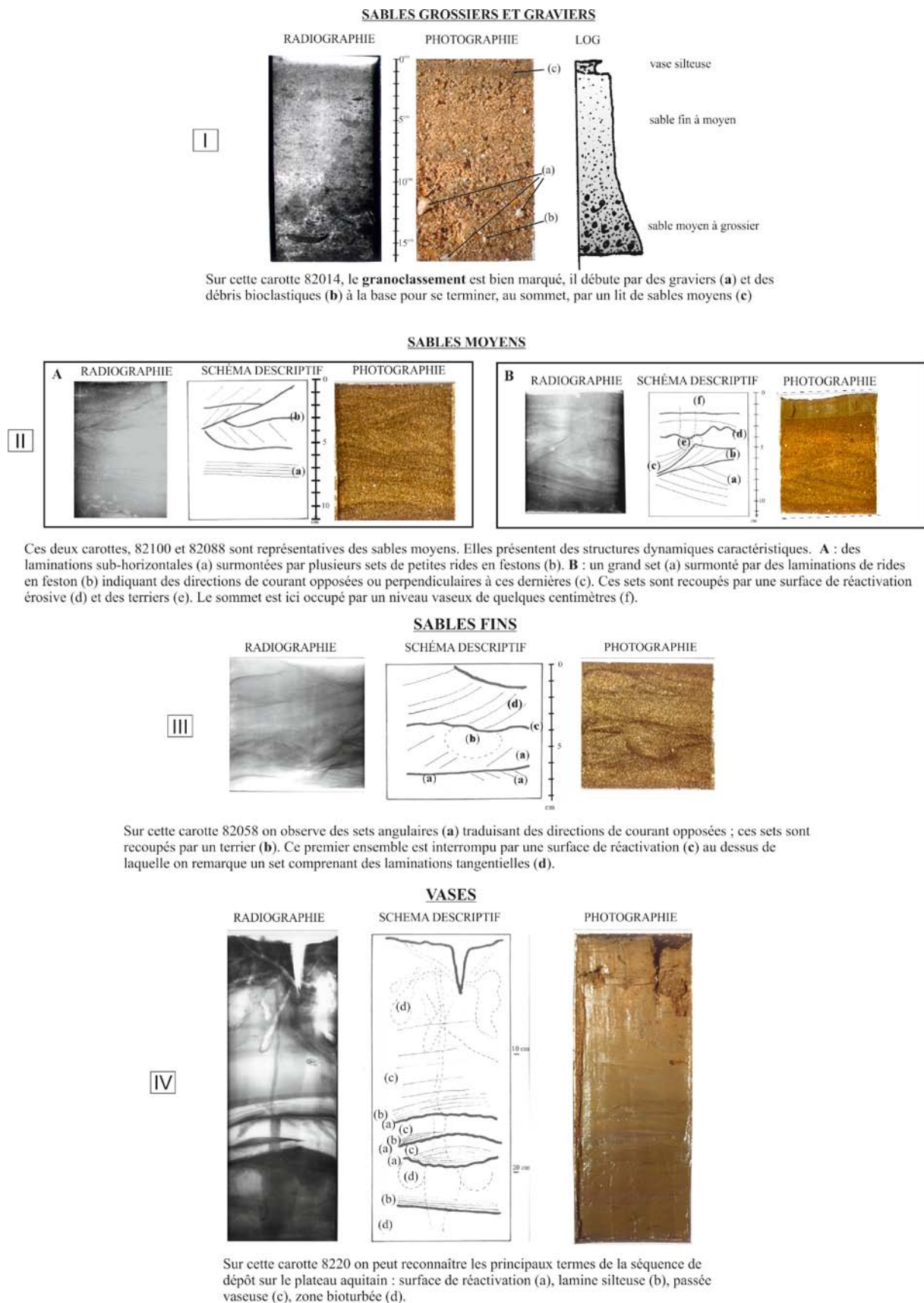


Figure I.7 : Facies sédimentaires représentatifs du plateau aquitain. Pour les carottes. Pour la localisation se reporter à la Figure I.8.

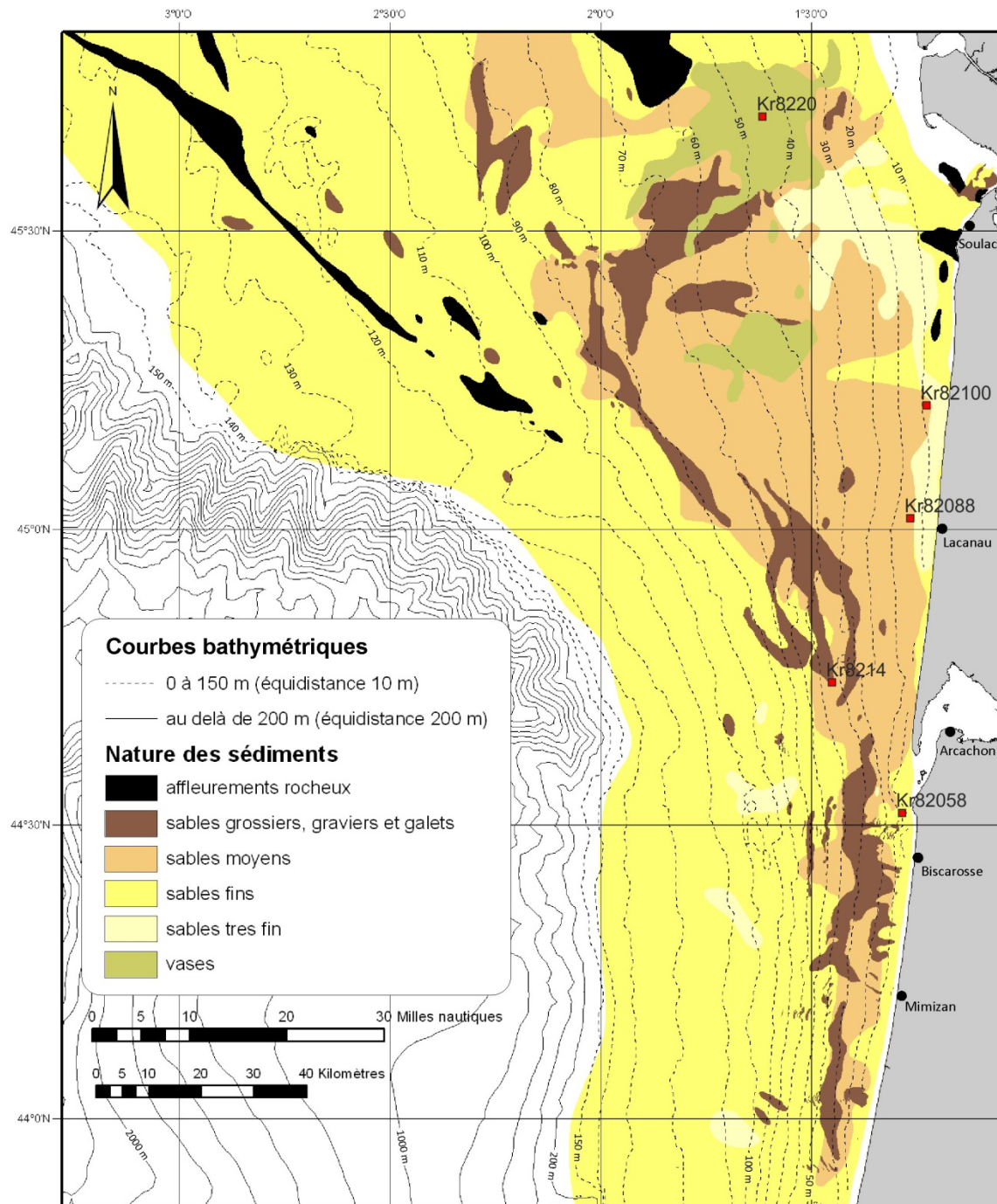


Figure I.8 : Carte de répartition des faciès sédimentaires sur le plateau continental aquitain (Cirac *et al.*, 2009).

I.6. Cadre hydrodynamique

Les courants océaniques généraux, la marée, la houle et le vent sont les principaux agents dynamiques sur le plateau continental et le littoral. Dans ce cadre, nous nous focaliserons sur les zones du plateau ainsi que sur leurs interactions avec le littoral. Les tempêtes seront également étudiées car elles représentent des phénomènes épisodiques extrêmement violents, dont l'influence est capitale pour la sédimentation sur le plateau.

I.6.1. Les vents

Le Golfe de Gascogne qui est situé à des latitudes moyennes présente des vents variables tout au long de l'année, avec des régimes saisonniers marqués (Figure I.10 ; Batifoulier, 2011).

- au printemps : les vents sont d'ouest-nord-ouest sur les façades françaises et espagnoles du Golfe de Gascogne.
- en été : les vents sont d'ouest sur la Bretagne et tournent jusqu'au nord-ouest sur la côte aquitaine. Le long des côtes espagnoles, le vent est nord-ouest au niveau du Pays Basque et tourne au nord-est en Galice.
- en automne : les vents sont globalement du sud-ouest dans tout le Golfe de Gascogne.
- en hiver : les vents sont du sud-ouest à l'entrée et au nord du Golfe de Gascogne. Ils sont d'ouest dans la partie sud-est.

I.6.2. Les courants

Les courants océaniques atteignant le Golfe de Gascogne correspondent essentiellement à la branche orientale de la dérive nord atlantique (Bower *et al.*, 2002 ; Pollard et Pu, 1985). Avec une vitesse inférieure à 5 cm/s en profondeur sur le plateau continental, les courants océaniques n'entraînent pas ou peu de transport sédimentaire, et celui-ci reste encore mal connu (Bellec, 2003). Koutsikopoulos et Le Cann, (1996) ont résumé les principaux processus caractérisant cette circulation dans le Golfe de Gascogne (Figure I.11). Ils ont identifié : (1) la circulation générale, (2) les tourbillons, (3) les courants de pente, (4) la circulation résiduelle sur le plateau, (5) les courants de marées, (6) les courants induits par le vent et (7) les courants de densité associés aux crues des fleuves.

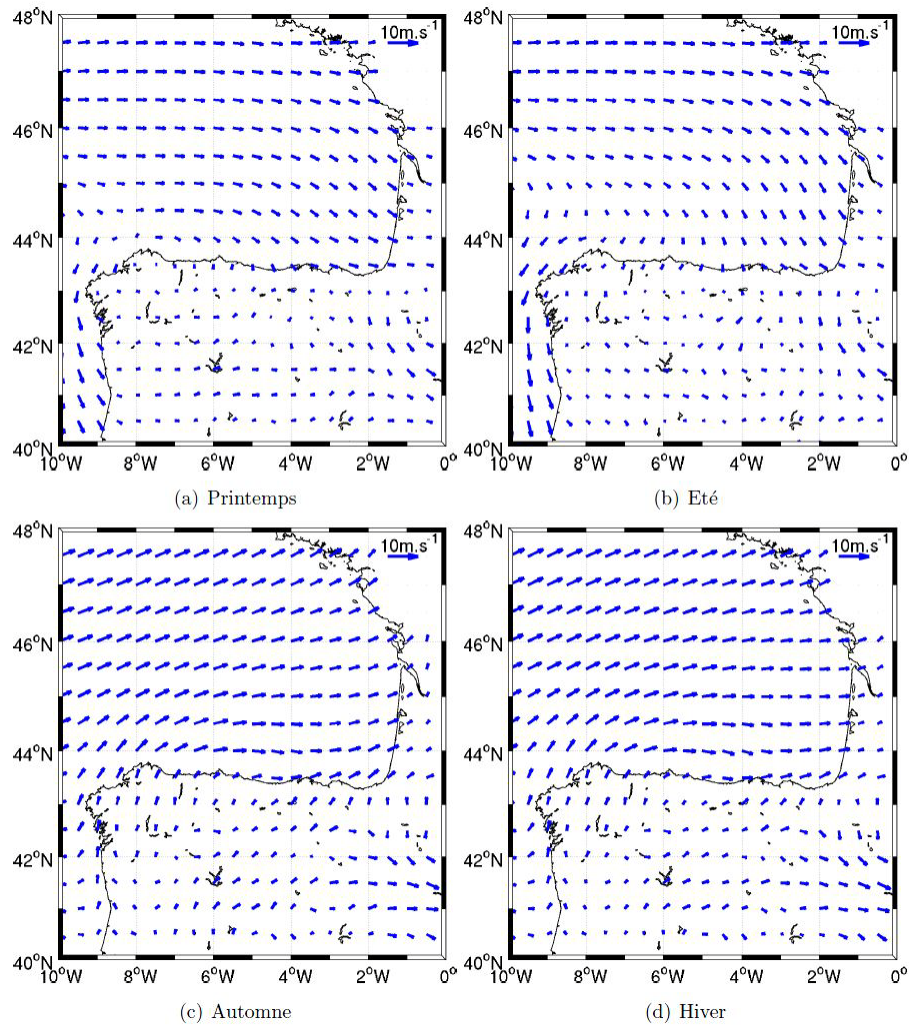


Figure I.10 : Vents saisonniers moyens calculés sur la période 1995-2009 à partir des données du modèle ARPEGE de Météo France (Batifoulier, 2011).

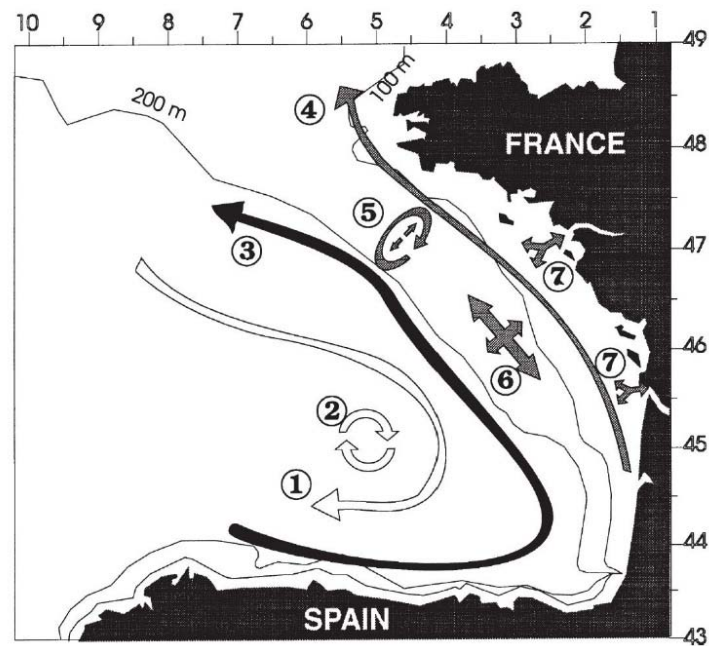


Figure I.11 : Schéma récapitulatif de la dynamique du Golfe de Gascogne : (1) circulation générale, (2) tourbillons, (3) courants de pente, (4) circulation résiduelle sur le plateau, (5) courant de marées, (6) courants induits par le vent, (7) courant de densité associés aux crues des fleuves (Koustikopoulos et Le Cann, 1996)

(a) Courant de marées

La circulation le long des côtes françaises **sur le plateau Aquitain** est dominée par une marée semi-diurne (cyclicité de 12h25 ; e.g.: Pingree *et al.*, 1982 ; Le Cann, 1990) de type méso à macrotidale (marnage entre 3,2 et 4,3 m ; Lafon *et al.*, 2005). L'onde de marée pénètre le Golfe de Gascogne par le sud-ouest, puis s'étale et atteint l'ensemble de la côte aquitaine à peu près au même moment (de façon synchrone ; Cavanié et Hyacinthe, 1976). Les vitesses maximales sur le fond sont de 25 cm/s (Castaing, 1981), ce qui est inférieur à la valeur théorique de remise en mouvement des sédiments déposés, mais permet néanmoins le transport par charriage des sédiments fins mis en oscillation par la houle (Castaing, 1981).

(b) Courants directement liés au vent

Sur le plateau aquitain, la dynamique liée aux vents induit une circulation qui comporte une forte variabilité saisonnière. Les simulations numériques barotropes de Pingree et Le Cann, (1989), montrent que les courants de surface générés par le vent sont typiquement de l'ordre de 5 cm/s et peuvent atteindre jusqu'à 20 cm/s. Une caractéristique importante de la circulation est sa réponse relativement rapide à un changement dans la force du vent (moins de quatre jours).

Des mesures récentes d'ADCP (*acoustic Doppler current profiler*) ont été réalisées respectivement au printemps et en été 2002, 2008 et 2009 au large du Cap-Ferret par 54 m de fond (44°39.1'N, 1°26.8'W ; Batifoulier, 2011 ; Batifoulier *et al.*, 2012, 2013), et sur une période d'environ 1 an entre 2009 et 2010 plus au sud de notre zone (44°N, 1°31'W ; Kersalé *et al.*, 2014 ; Le Boyer *et al.*, 2013). Ces études ont révélé la présence de « pulses » épisodiques (7 jours à 22 jours, 2 ou 3 fois par an) qui longent la côte vers le nord et peuvent atteindre 50 cm/s (avec une moyenne de 38 cm/s) en été ou en automne sur toute la colonne d'eau. Ces évènements sont reliés à la présence de vents et/ou de refroidissements de la surface qui induisent un courant de fond transportant les eaux côtières vers le large. Ces advections génèrent de forts gradients horizontaux et de forts courants vers le nord (Batifoulier, 2011 ; Batifoulier *et al.*, 2012, 2013 ; Kersalé *et al.*, 2014).

(c) Courants résiduels de surface

Sur le plateau aquitain les courants résiduels (principalement dus au vent) ont un caractère saisonnier qui dépend principalement des vents dominants variables selon les saisons. En hiver le courant est orienté vers le nord-ouest et le reste de l'année vers le sud-est avec une situation complexe en automne (Le Cann, 1982).

Charria *et al.* (2011) ont proposé récemment une synthèse des données de trajectoires de bouées dérivantes (l'ancre flottante (drogue) été placée pour la grande majorité à 15 m de profondeur) de 1992 à 2009 et proposent des cartes saisonnières des courants résiduels dans le Golfe de Gascogne. Les courants résiduels à 15 m de profondeur sur le plateau continental aquitain sont dirigés vers le nord tout au long de l'année sauf en été où ils vont vers le sud (*equatorward*). L'intensité de ces courants saisonniers est toujours faible, entre 2 et 5 cm/s en automne et entre 1 et 3 cm/s le reste de l'année (Charria *et al.*, 2011).

(d) Ondes internes

Les ondes internes sont un processus important dans le Golfe de Gascogne. Elles sont principalement produites au niveau du talus par l'interaction de la marée barotrope et du talus dans un milieu stratifié (Pingree *et al.*, 1986). Les ondes internes sont également présentes dans les canyons, en partie en raison des fortes pentes et de la forte stratification des eaux. Leur présence a notamment été mise en évidence dans le canyon de Capbreton avec des vitesses pouvant aller de 10 à 15 cm/s (Mulder *et al.*, 2012).

1.6.3. La houle

L'hydrodynamique de la plate-forme aquitaine est fortement influencée par les processus liés aux houles. Butel *et al.* (2002) ont effectué entre 1990 et 2000 une analyse statistique des conditions de houle dans le Golfe de Gascogne, en particulier au niveau de la bouée « Biscarosse » mouillée par 26 m de fond (44,46°N, 1,32°O ; Tableau I.1). La valeur annuelle moyenne des hauteurs significatives de vagues (H_{sig}) est de 1,36 m (Tableau I.2) avec une période de 6,5 s (Tableau I.3), pour une incidence moyenne de direction O-NO. La variabilité saisonnière est marquée par des valeurs comprises entre 0,3 à 0,8 m et 1,5 s. Cette variabilité saisonnière est due au régime climatique de l'Atlantique Nord (Castelle, 2004).

Le Tableau I.2 et le Tableau I.3 synthétisant les statistiques annuelles et saisonnières à la bouée de Biscarosse montrent que les hauteurs significatives de vagues sont supérieures à 2 m durant 18 % du temps et supérieures à 9 s durant 12 % du temps et que les valeurs maximales de vagues mesurées lors des tempêtes atteignent 9,7 m avec des périodes dépassant les 10 s (Butel *et al.*, 2002).

À partir de mesures hydrodynamiques effectuées au large du pertuis d'Antioche et au niveau du seuil interinsulaire, Idier *et al.* (2006) ont montré que les houles permettent la mise en

mouvement des sables par 23 m de profondeur d'eau. Ces sables peuvent ensuite être transportés par les courants. Ils montrent aussi que des sables de 0,2 mm seraient ainsi transportés pendant 92 % de la durée de la mesure, tandis que les graviers ne seraient que sporadiquement mis en mouvement, en particulier lors des périodes de conjonctions « vive-eau – tempête ».

Tableau I.1 : Disponibilité des données pour les différentes analyses et lieux (Butel *et al.*, 2002).

source	statistics	Number of samples	dates
Biscarosse	classification	3434	1996/01/01 -> 2000/09/11
Biscarosse	other statistics without direction	131098	1980/01/01 -> 2000/09/11
Yeu	all statistics	6325	1998/07/24 -> 2000/01/15
Biscay	classification	1373	1999/02/03 -> 2001/03/30
Biscay	other statistics without direction	12780	1999/02/03 -> 2001/03/30

Tableau I.2 : Statistiques annuelles et saisonnières à la bouée Biscarosse des hauteurs de houle moyennes (H_{sig}) en mètres (Butel *et al.*, 2002).

source	season	min.	max.	mean	med.	st.dev.	skew.	0..2M	2..4M	>4M
Biscarosse	annual	0.1	9.7	1.36	1.1	0.87	1.57	82.23%	16.47%	1.29%
	winter	0.1	6.4	1.57	1.4	0.94	1.25	75.50%	22.28%	2.21%
	spring	0.1	9.3	1.18	1	0.76	1.97	88.39%	10.83%	0.78%
	summer	0.1	8.1	1.09	0.9	0.65	2.32	92.42%	7.17%	0.41%
	autumn	0.1	9.7	1.6	1.4	0.97	1.1	72.33%	25.87%	1.81%

Tableau I.3 : Statistiques annuelles et saisonnières à la bouée Biscarosse des périodes moyennes (T_{mean}) en secondes (Butel *et al.*, 2002).

source	season	min.	max.	mean	med.	st.dev.	skew.	0..9S	9..13S	>13S
Biscarosse	annual	1.7	25	6.5	6.2	2.17	1.11	87.86%	11.39%	0.75%
	winter	1.7	25	7.5	7.4	2.61	0.64	73.74%	23.87%	2.40%
	spring	1.9	25	5.8	5.5	1.83	2.08	95.54%	4.22%	0.24%
	summer	2	22	5.81	5.6	1.61	0.98	95.66%	4.26%	0.07%
	autumn	2.2	22.5	6.94	6.8	2.01	0.47	85.71%	13.94%	0.36%

Les études les plus récentes montrent une augmentation significative des hauteurs de vagues en été (0.54 cm an^{-1} à la bouée « Gascogne ») sur les dernières décennies (1970-2001) (Charles, 2012). Le climat de vagues local met en évidence une forte corrélation ($R > 0,5$) avec les indices de la NAO (*North Atlantic Oscillation*) et de l'EA (*East Atlantic pattern*). Une augmentation de l'indice NAO induit l'augmentation des hauteurs et périodes de vagues en hiver et la diminution des hauteurs de vagues en été. (Charles, 2012).

I.6.4. Les tempêtes

Les tempêtes sont des phénomènes épisodiques de forte énergie, caractérisées par des vagues et des vents très forts. Ces conditions sont fréquentes sur le Golfe de Gascogne où leur formation est rapide (Vassal, 1980).

Les tempêtes avec des hauteurs de houles (H_{sig}) supérieures à 9 m sont considérées comme annuelles, celles avec des hauteurs supérieures à 15 m comme décennales et celles avec des hauteurs supérieures à 18 m comme centennales (Cirac, 2000a). Sur les côtes française, entre janvier 1958 et août 2002, 7 évènements majeurs présentant des hauteurs de houle de période de retour supérieure à 50 ans sont identifiées (Lerma et al., 2014).

Lors d'épisodes de tempêtes exceptionnelles, la conjugaison de l'action du vent, de la houle et d'une dépression atmosphérique peut entraîner une surcote d'eau à la côte, c'est le phénomène de marée de tempête. Ainsi, la tempête *Martin* de décembre 1999 où des hauteurs significatives de vagues de 12 m ont été observées, a induit une surcote d'eau à la côte de 1 à 2 m (Mulder *et al.*, 2001) à Capbreton. Cet afflux d'eau peut engendrer un intense courant de retour vers le large et être à l'origine de dépôts de « tempestites » (Reading et Collinson, 1996). Ce genre de courant de retour, n'a cependant encore jamais été mesuré *in-situ* dans cette partie du Golfe de Gascogne.

L'emprise temporelle de cette étude couvre les trente dernières années. Plusieurs très grosses tempêtes (annuelles ou décennales) ont été ainsi recensées sur la côte Aquitaine, telles que : *Lothar et Martin* en décembre 1999, *Klaus* en Janvier 2009, *Xynthia* en Mars 2010, *Joachim* en décembre 2011 (Bertin *et al.*, 2012 ; Sénéchal *et al.*, 2013).

I.6.5. Les courants induits par l'arrivée des vagues à la côte

(a) Transport en masse (masse d'eau)

Le transport en masse est lié aux processus non-linéaires de distorsion des vagues en eau peu profonde qui tendent à ouvrir les orbites elliptiques des particules d'eau (Hansen et Svendsen, 1979). Ce phénomène provoque alors un déplacement d'eau vers la côte, au contact du fond.

(b) Courant de retour

Le courant de retour est induit par les processus de déferlement. Ainsi, l'accumulation d'eau à la côte liée à l'arrivée continue des vagues et au déferlement (« *set-up* ») est compensée par un retour de l'eau vers le large (Figure I.12 ; Greenwood et Osborne, 1990). Sur une côte

possédant des structures rythmiques comme la côte aquitaine, le courant de retour (« *undertow* ») peut se matérialiser sous forme de courant de retour chenalisé appelé courant d'arrachement (« *rip current* »).

La question des échanges sédimentaires transverses (« *crossshore* ») dus aux courants d'arrachement est à modérer, si l'on prend en compte les dernières études (Castelle *et al.*, 2010, 2011 ; MacMahan *et al.*, 2010 ; Reniers *et al.*, 2010). Les courants d'arrachement (et des cellules de circulations associées), jusqu'à présent admis comme produisant en permanence d'importants échanges hydro-sédimentaires entre le littoral et le plateau continental interne, sont en fait des systèmes quasi-fermés. Cependant des échanges importants peuvent être observés sporadiquement, notamment à travers l'expulsion de vortex instationnaires se décollant du courant d'arrachement et migrant ensuite vers le large (Figure I.13).

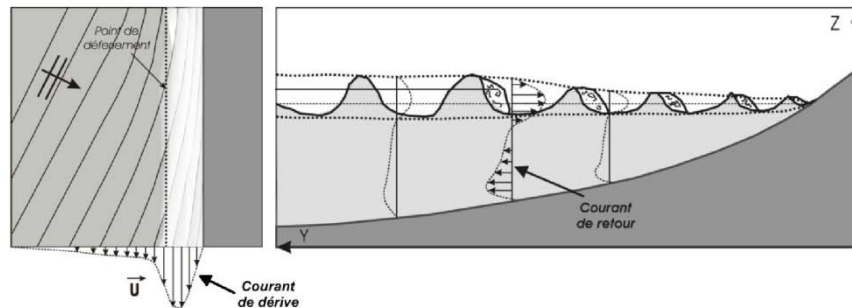


Figure I.12 : Courants induits par les vagues en zone côtière, illustration d'un courant de dérive (gauche) et de retour (droite) (Castelle, 2004).

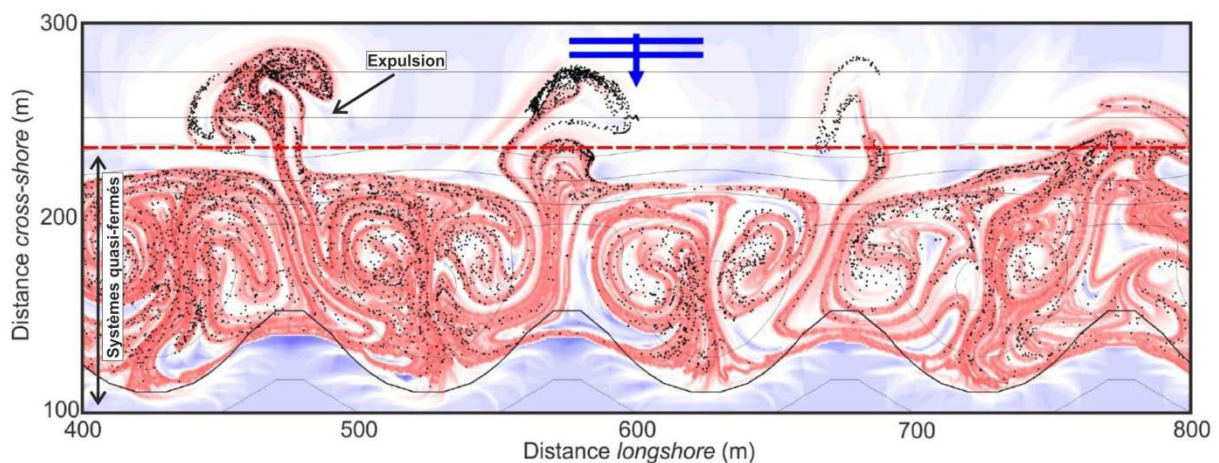


Figure I.13 : Exemple de simulation de courants d'arrachement pour une houle frontale au-dessus d'un système idéalisé barre/chenal. Plusieurs centaines de drifters (points noirs) déployés en surface dans la zone de déferlement sont observés et seulement un petit nombre de drifters sont expulsés du compartiment de la zone de déferlement (délimitée par les pointillés rouges) (Castelle, 2013).

(c) Dérive littorale

L'action des houles obliques va donner naissance à un mouvement parallèle à la côte appelé dérive littorale (« *longshore drift* ») (Figure I.12). La répartition des vitesses dans ce courant

semble présenter un maximum localisé entre la côte et le point de déferlement (Weber, 1978). Le long de la côte aquitaine, la houle de direction O-NO (Butel *et al.*, 2002) engendre une dérive littorale en direction du sud. La quantité de sédiments transportée est comprise entre 38 000 m³ et 657 000 m³ (Idier *et al.*, 2013).

I.6.6. Apports fluviaux

Le plateau Aquitain est principalement influencé par la Gironde, l'Adour et les petits fleuves côtiers pyrénéens et Nord espagnols issus de la chaîne Cantabrique (. Les débits annuels sont de 740 m³/s pour la Gironde (données Banque Hydro ; Fuentes-Cid, 2014) et de 300 m³/s pour l'Adour (Petus, 2009). Les débits mensuels (Figure I.14) montrent un fort cycle saisonnier, important en hiver et au printemps et plus faible en été et au début de l'automne.

Les volumes de sédiments grossiers délivrés à l'océan par ces fleuves sont difficiles à estimer. Par contre les volumes de matières en suspension sont bien connus. Ils sont estimés à 1,5.10⁶ t/an pour la Gironde, 0,25.10⁶ t/an pour l'Adour et 1,9.10⁶ t/an pour les fleuves côtiers pyrénéens (Jouanneau *et al.*, 1999 ; Maneux *et al.*, 1999).

La dynamique de ces panaches est très influencée par les régimes de vent et par la géostrophie qui a tendance à dévier les panaches fluviaux vers le nord en longeant la côte. Leur dynamique montre une importante variabilité saisonnière (Ferrer *et al.*, 2009 ; Petus *et al.*, 2010 ; Puillat *et al.*, 2004).

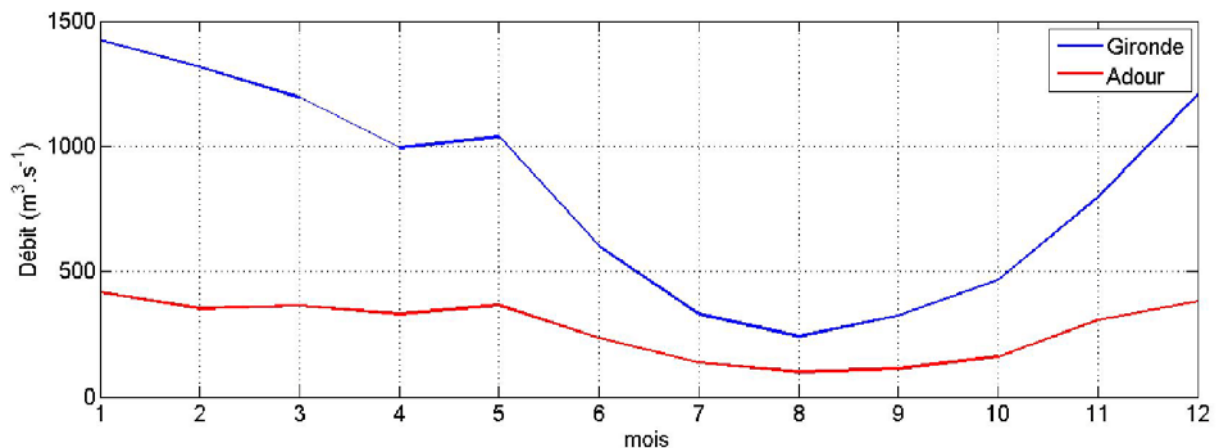


Figure I.14 : Débits mensuels moyens de la Gironde et de l'Adour. Données de 1995 à 2006 (Batifoulier, 2011).

I.6.7. Dynamique sédimentaire des sédiments non cohésifs

Dans le cas du plateau continental, on s'intéresse uniquement aux processus physiques affectant les sédiments non-cohésifs.

Toute particule présente dans un écoulement hydrodynamique est soumise à différentes forces (Figure I.15) : (1) son poids immergé ; (2) les forces hydrodynamiques exercées par l'écoulement, *i.e.* la traînée (force de frottement horizontale, de même sens que l'écoulement) et la portance (force exercée vers le haut et due aux différences de pression de part et d'autre de la particule) ; (3) les forces de contact tant que cette particule touche encore le fond ou d'autres particules (réaction).

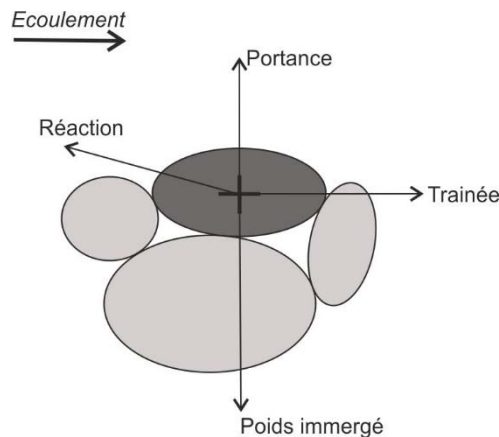


Figure I.15 : Schéma des forces exercées sur une particule déposée (Idier, 2002).

Pour des écoulements lents sur un fond non-cohésif, les particules restent immobiles. Si le courant augmente lentement, il existe une vitesse au-delà de laquelle les particules commencent à bouger : c'est le seuil de mise en mouvement. Ce seuil peut être relié à la contrainte de cisaillement exercée par le fluide sur le fond. Dans cette étude portant sur le plateau continental, cette contrainte est calculée d'après les formules de Van Rijn (1993) et plus particulièrement les formules de calcul de la contrainte critique de mise en mouvement (cf. chapitre V) prenant en compte l'action combinée des houles et des courants.

À mesure que la contrainte sur le fond sédimentaire augmente, le régime de transport de sédiments se modifie. L'observation du transport sédimentaire a conduit à séparer les flux sédimentaires en trois catégories (Fredsoe et Deigaard, 1992 ; Figure I.16) :

À faible vitesse, les fonds sont immobiles.

(1) Lorsque la vitesse augmente, à partir du seuil de début d'entraînement, les particules sédimentaires glissent, roulent en restant en contact avec le fond. Ce mode de transport sédimentaire est appelé **transport tractif ou par charriage** (« *bed load* »).

(2) Pour des vitesses plus fortes, les sédiments sont arrachés du fond par turbulence ou sous l'effet d'un courant suffisamment intense. Ce mode est appelé **transport en suspension** (« *suspended load* »).

(3) Lorsque les vitesses augmentent encore, les sédiments au fond sont soumis à de très fortes contraintes et se déplacent à l'intérieur d'une couche fine (quelques diamètres de sable) de manière désorganisée. Favorisé par la présence de sédiments relativement grossiers ce mode de transport sédimentaire est appelé **transport par lit fluidisé** (« *sheet flow* »).

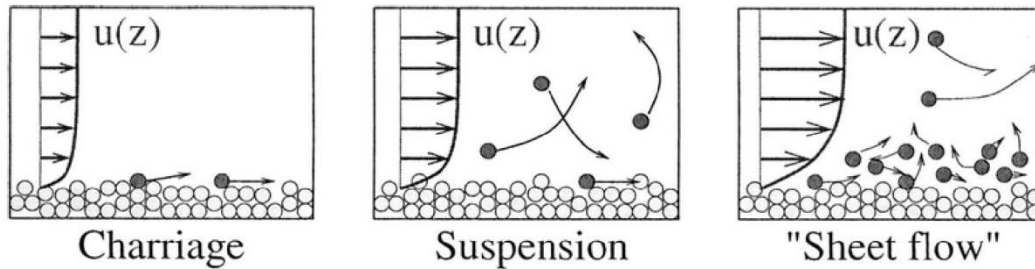


Figure I.16 : Les trois modes de transport sédimentaire (Camenen, 2002) d'après Fredsoe et Deigaard (1992) : transport par charriage, transport en suspension, transport par « *sheet flow* ».

II. Structures sédimentaires des plateaux continentaux silicoclastiques dominées par les tempêtes et la houle

II.1. Généralités

Les plateaux continentaux silicoclastiques montrent une forte organisation spatiale. Cette organisation correspond à une distribution spatiale de corps sédimentaires (*bed forms*) aux traits morphologiques rythmiques, présentant une grande variété de taille (longueur, largeur, hauteur, longueur d'onde), de forme, de nature de sédiments les constituant et dont l'évolution répond à différentes échelles temporelles (Figure I.17 ; Allen, 1982 ; Dyer et Huntley, 1999 ; Swift et Freeland, 1978 ; Terwindt, 1971).

Les principaux exemples de corps sédimentaires que l'on rencontre sur les plates-formes dominées par les tempêtes et la houle et qui seront étudiés ou cités dans cette étude sont :

- les rides de houle (« *wave ripples* ») ;
- les dunes sous-marines (« *subaqueous dunes* ») ;
- les *sorted bedforms* ;
- les *shoreface connected sand ridges*.

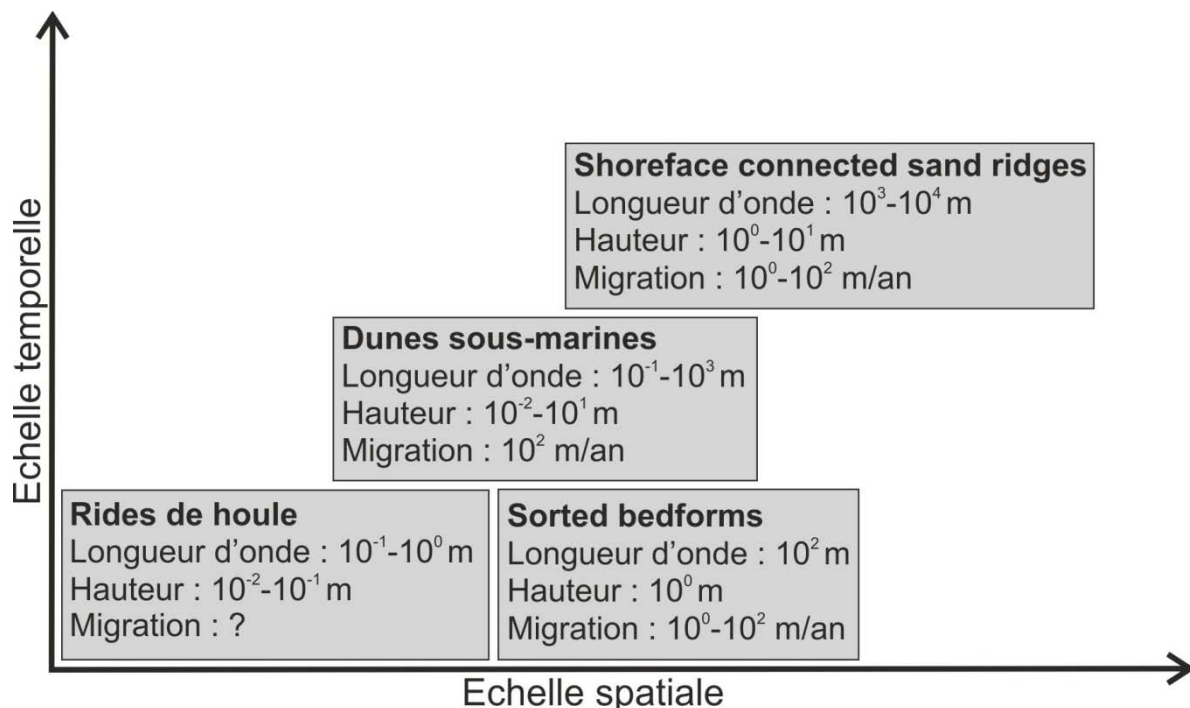


Figure I.17 : Caractéristiques des corps sédimentaires de plateau en fonction de leurs échelles spatiales et temporelles (inspiré de Coco *et al.*, 2013).

Les plus petites structures sont les **rides** (« *ripples* » ; Figure I.18). Leur formation peut-être due à l'action d'un courant et/ou à l'action de la houle. Sur les plateaux continentaux dominés

par la houle et en l'absence de courant dominant (*e.g.* courant de marée), la plupart des rides rencontrées sont des rides d'oscillation dont la taille varie de quelques centimètres à plusieurs mètres (Ardhuin *et al.*, 2002 ; Cummings *et al.*, 2009 ; Traykovski *et al.*, 1999) en fonction des caractéristiques des houles et de la taille du grain. Dès que le mouvement au fond dépasse les seuils de mobilité, des rides à tourbillons se développent (« *vortex ripples* » ; Bagnold et Taylor, 1946). Elles peuvent être classées selon la classification de Clifton et Dingler (1984) en trois catégories : (1) les rides orbitales (« *orbital ripples* ») dont la taille dépend linéairement de l'amplitude du mouvement oscillatoire près du fond ; (2) les rides anorbitales (« *anorbital ripples* ») dont la taille dépend uniquement de la granularité ; (3) les rides sub-orbitales (« *suborbital ripples* »), intermédiaires entre les deux types précédents, dont la taille dépend à la fois de l'amplitude du mouvement et de la granularité.

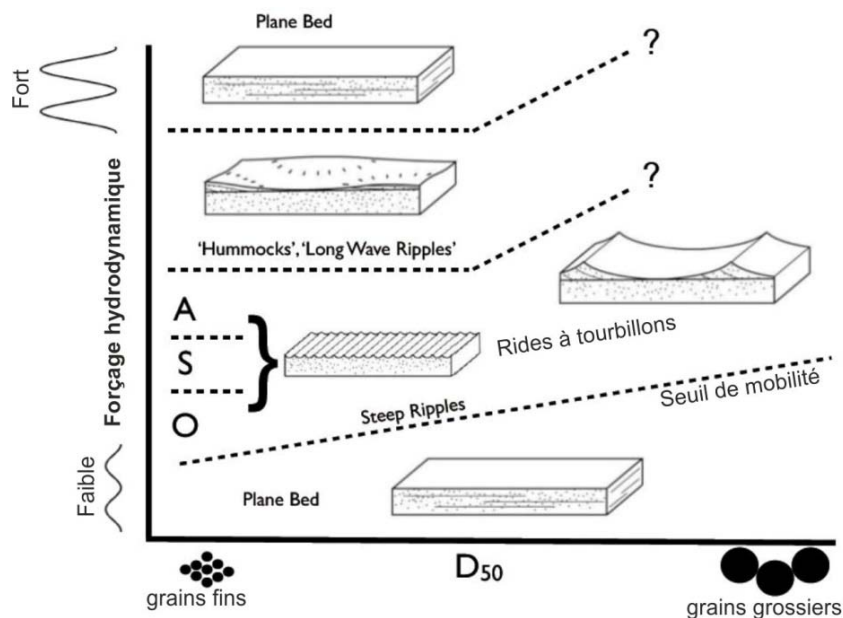


Figure I.18 : Schéma diagramme de formes sédimentaires dues aux oscillations, en fonction de la taille des grains et du forçage hydrodynamique. O, S et A représente les rides à tourbillons de type : Orbitale, Suborbitale et Anorbitale. Modifié d'après Goldstein (2014) et Cumming *et al.* (2009).

Les **dunes** sont des dépôts granulaires soumis à un courant unidirectionnel ou oscillatoire (la marée pouvant être considérée comme un type particulier de courant oscillatoire) qui s'organisent en structures sédimentaires se déplaçant dans la direction de ce courant et dont la crête est orientée sensiblement perpendiculairement au courant (figures transverses ; Berné, 1999). Les dunes se caractérisent par des hauteurs de quelques mètres (maximum 25 m ; Berné *et al.*, 1989) et pour des longueurs d'onde de plusieurs dizaines ou centaines de mètres (maximum 1 km ; Berné *et al.*, 1989 ; Figure I.19). Elles sont le plus souvent disposées en

champ, mais peuvent parfois être relativement isolées. Elles sont soit rectilignes, soit avec des crêtes plus sinueuses, soit en forme de croissant (barkhane) et peuvent être asymétriques, d'où la distinction d'un flanc raide vers l'aval (*lee side*) et d'un flanc doux vers l'amont (*stoss side* ; Figure I.20). Enfin, leur migration est variable avec des valeurs maximales observées de 150 m/an (Berné, 1991).

	Rides de courant	Dunes hydrauliques			
		Petites	Moyennes	Grandes	Très Grandes
Longueur d'onde (m)	<0,6	5	10	100	
Hauteur (m)	<0,06	0,25	0,5	3	

Figure I.19 : Classification des dunes (d'après Dalrymple et Rhodes, 1995 ; Reynaud et Dalrymple, 2012).

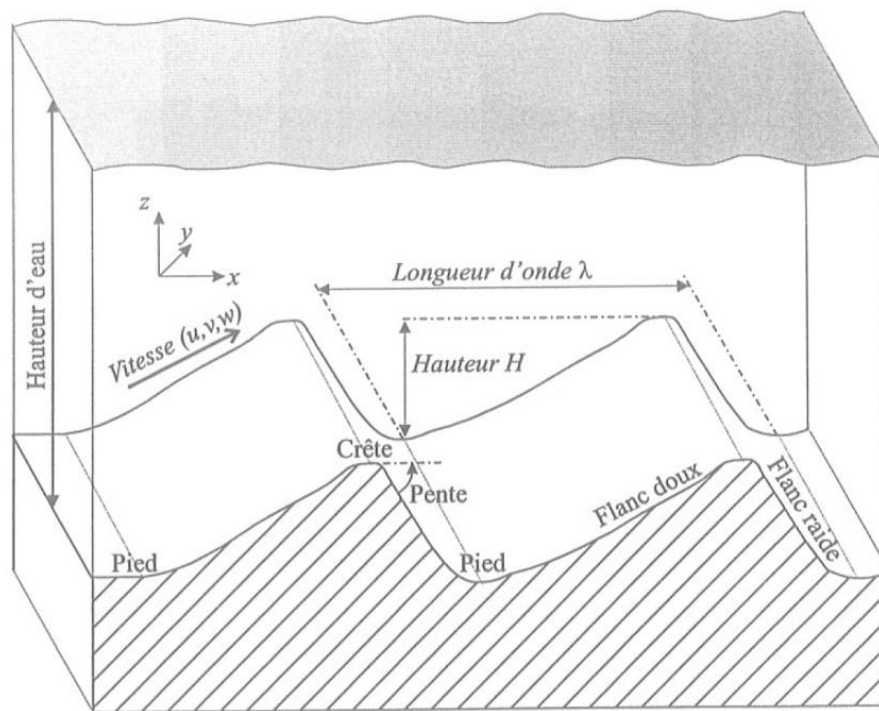


Figure I.20 : Terminologie relative aux formes de fonds périodiques (Idier, 2002).

Sur les plateaux continentaux internes avec une forte fréquence de tempêtes et, de ce fait, la formation de fort courant, les corps sédimentaires les plus grands sont les **shoreface-connected ridges**. Ils sont caractérisés par une longueur d'onde de l'ordre du kilomètre, et une amplitude de l'ordre du mètre qui est en relation avec la profondeur d'eau. Ces corps sédimentaires sont reliés au shoreface et peuvent s'étendre jusqu'à 10 à 50 km vers le large avec un angle entre 20° et 30 ° avec la côte. Ces corps peuvent migrer avec des vitesses de 1 à 50 m par an (Stride, 1982 ; Van Oyen, 2010).

II.2. « Les sorted bedforms »

Les *sorted bedforms* (Murray et Thielert, 2004) ou *rippled scour depressions* (Cacchione *et al.*, 1984) sont des figures sédimentaires omniprésentes sur les plateaux continentaux dans le monde. Avec un relief relativement faible (1 à 2 m), ces figures sont caractérisées par une alternance de « bas topographiques » composés de sédiments grossiers (sable grossier, gravier, galet) et de « hauts topographiques » composés de sédiments plus fins (sable fin et moyen).

Les valeurs moyennes des tailles de grain au sein de ces zones à sédiments grossiers ou fins sont très variables. Cependant la distribution des sédiments au sein de ces zones reste unimodale et bien classée. Les seules zones qui présentent des caractéristiques mixtes, avec des sédiments grossiers et fins mélangés sont dites « de transition » (Diesing *et al.*, 2006 ; Goff *et al.*, 2005 ; Green *et al.*, 2004 ; Gutierrez *et al.*, 2005).

Chacune de ces zones est recouverte de rides d'oscillation. Leur taille et leur longueur d'onde varient en fonction de la taille des grains et de la profondeur d'eau. Les rides présentes au sein des domaines grossiers ont une longueur d'onde (λ) et une amplitude (η) plus grande (λ : ~ 100 cm ; η : 15-25 cm) que celles des domaines plus fins (λ : 10-30 cm ; η : < 10 cm) (Coco *et al.*, 2007b ; Ferrini et Flood, 2005 ; Murray et Thielert, 2004 ; Trembanis et Hume, 2011).

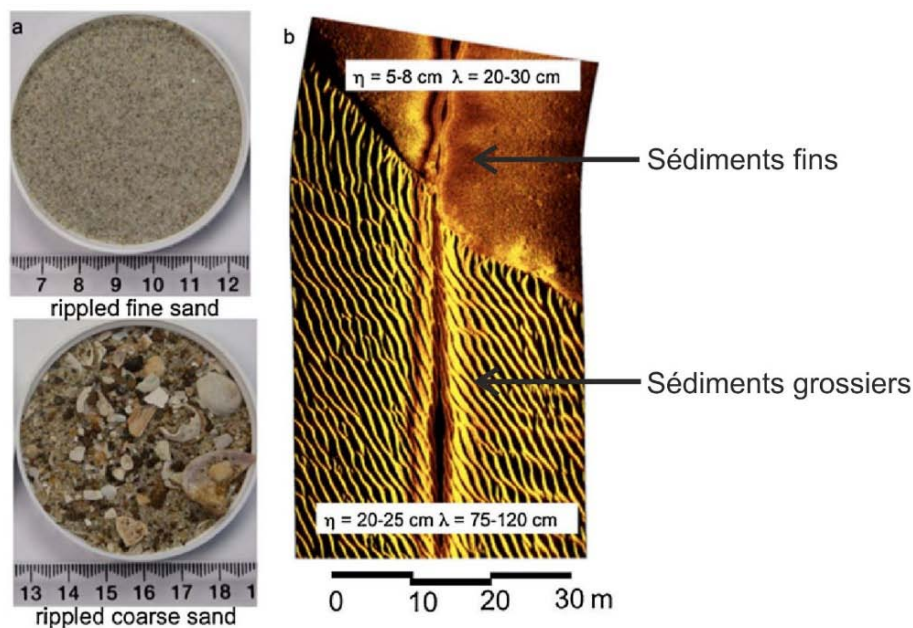


Figure I.21 : a : Echantillons de sédiment illustrant le tri et la taille du grain contrastant des sédiments fins et grossiers. b : Image de sonar latéral (900 kHz) montrant le contact entre les sédiments grossiers recouverts de grandes rides d'oscillation et les sédiments fins recouverts de rides plus petites (η : amplitude; λ : longueur d'onde) (Trembanis et Hume, 2011).

II.2.1. Cadre morphologique

Les *sorted bedforms* présentent des motifs très variés (Ferrini et Flood, 2005). Plusieurs auteurs ont proposé des classifications les concernant (Coco *et al.*, 2007b ; Ferrini et Flood, 2005). La plus utilisée est celle de Coco *et al.* (2007b) qui propose de les classer en trois catégories selon leur forme : *linear*, *patchy*, et *v-shaped* (Figure I.22). Dans nos travaux, nous nous sommes appuyés sur cette classification. Nous verrons que les types *patchy* et *linear* correspondent particulièrement bien aux formes rencontrées sur l'une de nos zones d'étude (La Salie).

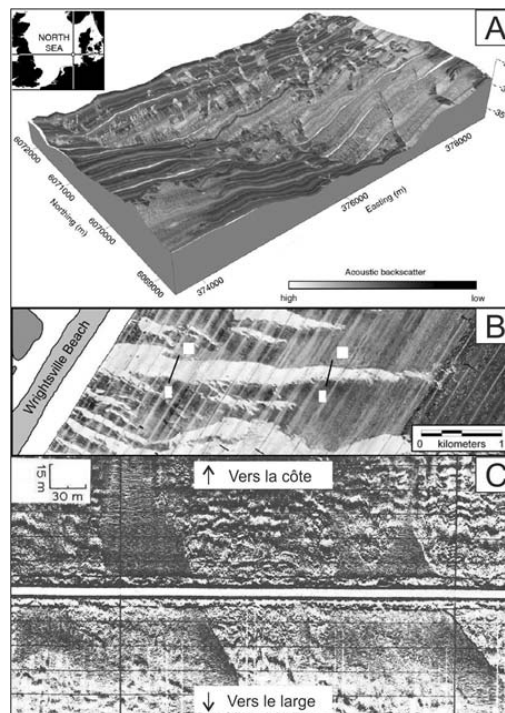


Figure I.22 : Classification de Coco *et al.* (2007b). (A) *Patchy* (Diesing *et al.*, 2006). (B) *Linear* (Thieler *et al.*, 2001). (C) *V-shaped* (Morang et McMaster, 1980).

La forme *patchy* correspond à des zones de sédiments fins de forme et taille très variables alternant avec des zones « tapissées » de sédiments plus grossiers. Coco *et al.* (2007b) y regroupent les descriptions faites dans de nombreuses études : sur le plateau continental d'Alaska (Hunter *et al.*, 1982), sur la côte ouest des Etats-Unis (Eittreim *et al.*, 2002 ; Ferrini et Flood, 2005 ; Hunter *et al.*, 1988), sur la côte est des Etats-Unis (Thieler *et al.*, 1999), sur le plateau de Nouvelle-Zélande (Black et Healy, 1988 ; Hume *et al.*, 2000), au large de l'Allemagne (Diesing *et al.*, 2006). Elles se retrouvent à des profondeurs d'eau variant de 4 à 90 m et ont une amplitude inférieure à 2 m. Leur espacement très irrégulier, varie de 500 à 1000 m (Ferrini et Flood, 2005). Leur asymétrie et leur orientation sont également très variables. La taille de grain peut aller des sables fins aux galets.

La forme *linear* correspond à des zones de sédiments fins alternant avec des zones à sédiments grossiers qui sont plus linéaires et étroites. Coco *et al.* (2007b) y regroupent les descriptions faites dans de nombreuses études : sur le plateau continental d'Alaska (Hunter *et al.*, 1982 ; Molnia *et al.*, 1983), sur la côte ouest des Etats-Unis (Cacchione *et al.*, 1984 ; Chin *et al.*, 1997 ; Eittreim *et al.*, 2002 ; Hunter *et al.*, 1988), sur la côte est des Etats-Unis (Aubrey *et al.*, 1982 ; Forbes et Boyd, 1987 ; Goff *et al.*, 2005 ; MacIntyre et Pilkey, 1969 ; Morang et McMaster, 1980 ; Schwab *et al.*, 2000 ; Swift et Freeland, 1978 ; Thielier *et al.*, 1999, 2001), sur la côte ouest du Mexique (Reimnitz *et al.*, 1976), à l'Ouest de la Floride (Harrison *et al.*, 2003), au nord du Canada (Hequette et Hill, 1995), sur le plateau continental de Nouvelle-Zélande (Hume *et al.*, 2003 ; Hume *et al.*, 2000 ; Trembanis et Hume, 2011), ou celui de la côte orientale de l'Australie (Field et Roy, 1984), et au large de l'Allemagne (Diesing *et al.*, 2006 ; Figure I.22). Mis à part quelques exceptions (entre 70 et 160 m de profondeur ; Bellec *et al.*, 2010), ces formes sont situées à des profondeurs plus proches du littoral (entre 0 et 75 m de profondeur en moyenne). Leur amplitude est plus importante que celle des *patchy* avec des valeurs variant entre 0,5 et 5 m. Leurs asymétrie, espacement et orientation restent très variables. La taille des grains peut aller des sables fins aux galets.

Concernant les formes de type *linear*, et suivant la zone géographique d'observation, des caractéristiques spécifiques apparaissent.

(1) Au large de Wrightsville Beach, en Caroline du Nord (Figure I.23), Thielier *et al.* (1995, 2001) et Murray et Thielier (2004) décrivent une répartition asymétrique de la taille des grains au sein des zones en dépression. Les sédiments grossiers sont localisés sur une seule face de la dépression et s'étendent ainsi de la crête sud au centre de la dépression. La partie nord du domaine grossier présente une limite nette avec les sédiments fins et la partie sud une limite plus floue. Les observations effectuées par des plongeurs indiquent que cette limite floue est le résultat d'un drapage de sédiments fins sur les grossiers et qu'il peut ensuite disparaître après une tempête (Murray et Thielier, 2004).

(2) Sur le plateau interne de Nouvelle-Zélande (Figure I.24 ; Trembanis et Hume, 2011), les études récentes montrent à partir de carottes courtes prélevées dans les deux faciès, que les zones à sédiments grossiers ne sont pas confinées en surface mais s'étendent également en profondeur. À l'échelle régionale, il est précisé que ces zones à sédiments grossiers ne forment pas un substrat grossier continu et visible uniquement au niveau de « fenêtres d'érosions », mais forment plutôt des « lentilles » de sédiments grossiers qui s'intercalent dans les sables fins (Trembanis et Hume, 2011).

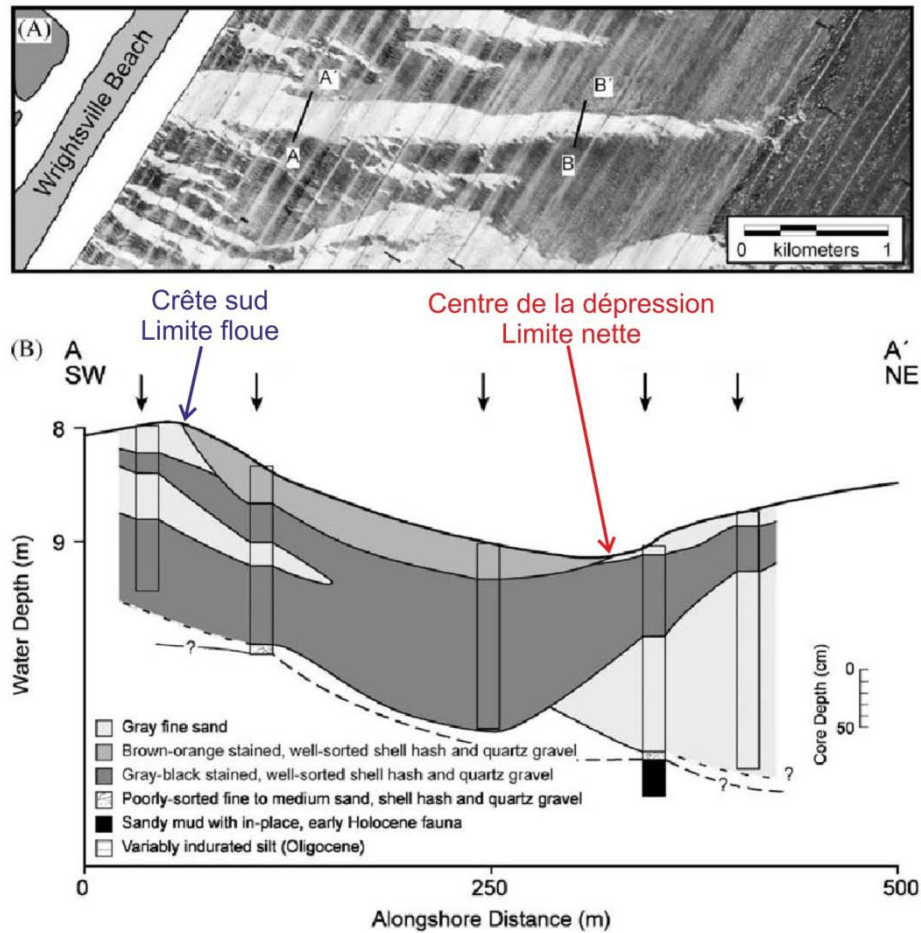


Figure I.23 : Carte (A) et section (B) montrant la morphologie et la stratigraphie des *sorted bedforms* présents sur le *shoreface* et le plateau continental interne au large de Wrightsville Beach, en Caroline du Nord (Murray et Thielert, 2004).

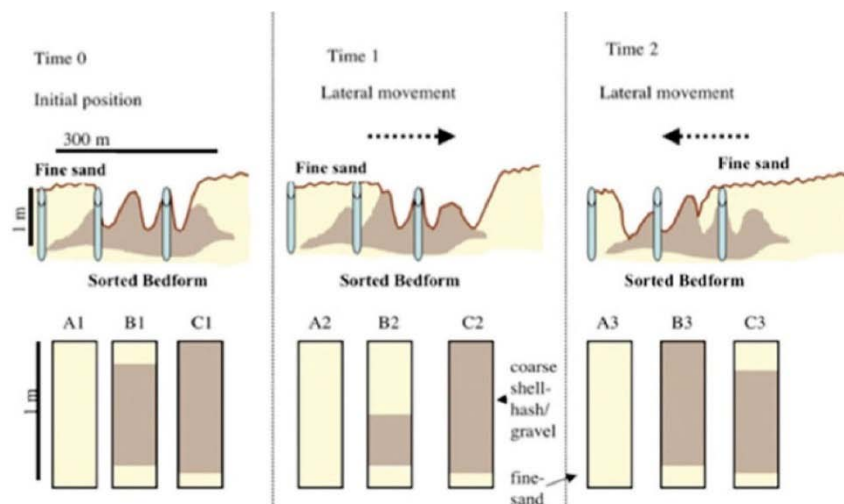


Figure I.24 : Schéma représentant la stratigraphie qui peut résulter des mouvements latéraux des limites des *sorted bedforms* (Trembanis et Hume, 2011).

II.2.2. Migration des *sorted bedforms*

L'estimation des migrations des *sorted bedforms* de type *patchy* à l'échelle annuelle, montre qu'à grande échelle les morphologies sont stables dans le temps et que c'est seulement à petite échelle que des changements ou des apparitions de formes sont visibles (Diesing *et al.*, 2006 ; Harrison *et al.*, 2003 ; Tauber et Emeis, 2005).

Les *sorted bedforms* de type *linear* affichent des migrations plus importantes. Sur le plateau interne de Nouvelle-Zélande, les mouvements des limites entre les zones à sédiments grossiers et fins peuvent atteindre 10 m par mois (Goff *et al.*, 2005 ; Trembanis et Hume, 2011). Ces limites montrent également des mouvements de va-et-vient. Sur la côte ouest des Etats-Unis, les migrations peuvent atteindre 25 à 75 m par an (Ferrini et Flood, 2005).

II.2.3. Formation et entretien des *sorted bedforms*

Les études récentes de modélisation numérique et descriptives suggèrent que les *sorted bedforms* apparaissent et sont entretenus principalement par un mécanisme de tri sédimentaire rétroactif (*sediment sorting feedback*), et pas seulement par l'interaction des courants avec la topographie (Coco *et al.*, 2007a, 2007b ; Green *et al.*, 2004 ; Murray et Thieler, 2004 ; Van Oyen *et al.*, 2010, 2011). La présence de grandes rides (longueur d'onde : ~ 100 cm ; amplitude : 15-25 cm) au sein des zones à sédiments grossiers génère localement des turbulences. Ces turbulences initient un processus de tri sédimentaire en empêchant le dépôt des sédiments fins ou en opérant à leur mise en suspension. Ainsi, les sédiments fins vont se déposer au niveau des zones à sédiments fins, moins turbulentes car formées de rides plus petites (longueur d'onde : 10-30 cm ; amplitude : < 10 cm) (Figure I.25).

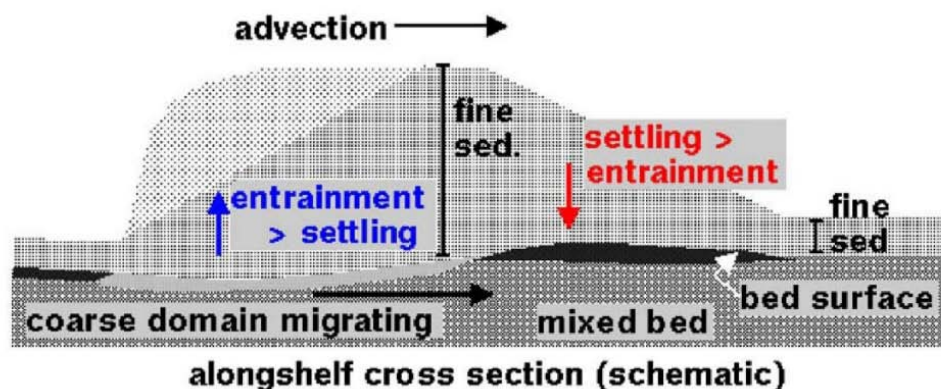


Figure I.25 : Schéma illustrant le tri sédimentaire rétroactif proposé par Murray et Thieler (2004).

III. Travaux antérieurs sur la zone de « La Salie »

La zone de « La Salie » est située sur le plateau continental interne Aquitain entre 25 et 60 m de profondeur d'eau. Les paragraphes suivants présentent les points clés des travaux de Berné *et al.* (1986), Turcq *et al.* (1986) et Cirac *et al.* (1997), ainsi que des synthèses faites par Cirac *et al.* (2000a) et Berné (1989). Ces études sont basées sur les missions FASEC (1984), GEODEP 3 (1989) et ITSAS 1 (1998). Le vocabulaire utilisé dans cette synthèse sera amené à être reconsidéré dans notre étude.

III.1. Formes sédimentaires

Le plateau interne Aquitain est une zone où les formes sédimentaires sont très diversifiées. Sur la zone de « La Salie » on distingue, selon l'échelle d'observation :

- Des grandes formes sédimentaires d'échelle kilométrique ;
- Des dunes sub-aquatiques d'échelle hectométrique ;
- Des grandes rides d'oscillation d'échelle métrique.

III.1.1. Les grandes formes sédimentaires

(a) Placages sableux/substrat grossier

La zone présente des placages sableux discontinus, de forme arquée, de 200 à 4000 m de long et de 50 à 500 m de large (Figure I.26). Constituée de sables moyens à fins, ces placages ont une épaisseur moyenne de deux mètres. Vus en coupe (Figure I.27), ils présentent une surface relativement plane et une dissymétrie marquée par un bord est (vers la côte) en biseau et un bord ouest (vers le large) abrupt (Cirac *et al.*, 2000a).

Ces placages sableux reposent sur une « semelle » de graviers, de galets et de sables grossiers correspondant à un substrat grossier (sables grossiers, graviers, galets). Ce substrat grossier est plus abondant et mieux développé dans les zones montrant une accentuation de la pente topographique (Cirac *et al.*, 2000a). Il s'apparente alors à des anomalies topographiques, des sillons érosifs ou des « fenêtres » érosives. Il est également décrit sous le terme de « zone de déflation » par analogie avec les phénomènes éoliens en milieu continental (Cirac *et al.*, 2000b). Les données de sismique-réflexion montrent que ce substrat de sédiments grossiers est continu sous les placages sableux (Figure I.27 et Figure I.29-A).

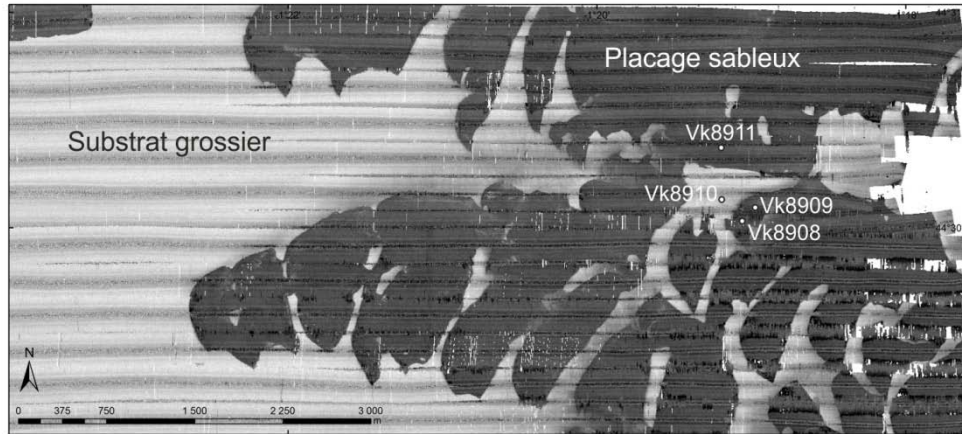


Figure I.26 : Mosaïque d'imagerie multifaisceaux sur la zone du plateau interne au large de « La Salie » réalisée en 1998 (ITSAS I) entre 23 et 43 m de profondeur. Les carottes Vk proviennent de la mission GEODEP 3 (1989).

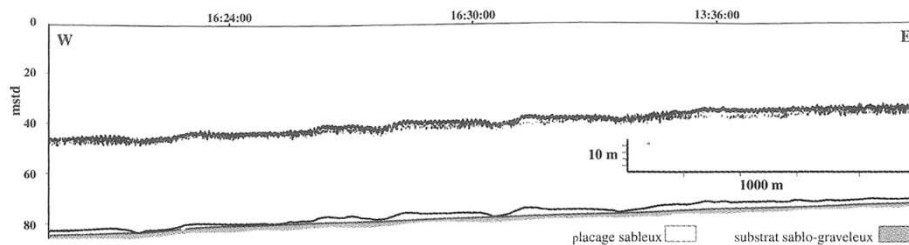


Figure I.27 : Détail d'un profil de sondeur sur le proche plateau interne Aquitain montrant la morphologie des placages sableux sur un substratum sablo-graveleux (Cirac *et al.*, 2000b).

(b) Linéations

Observées par le biais de sonars latéraux, les linéations (Figure I.28) se rencontrent au niveau des placages sableux. Ces formes sédimentaires, de type « sillons érosifs » ou « sillons longitudinaux » (Cirac *et al.*, 2000a), présentent des longueurs de plusieurs centaines de mètres et des profondeurs de 1 à 2 m. Le fond des linéations semble occupé par des sédiments grossiers (Cirac *et al.*, 2000a ; Turcq, 1984).

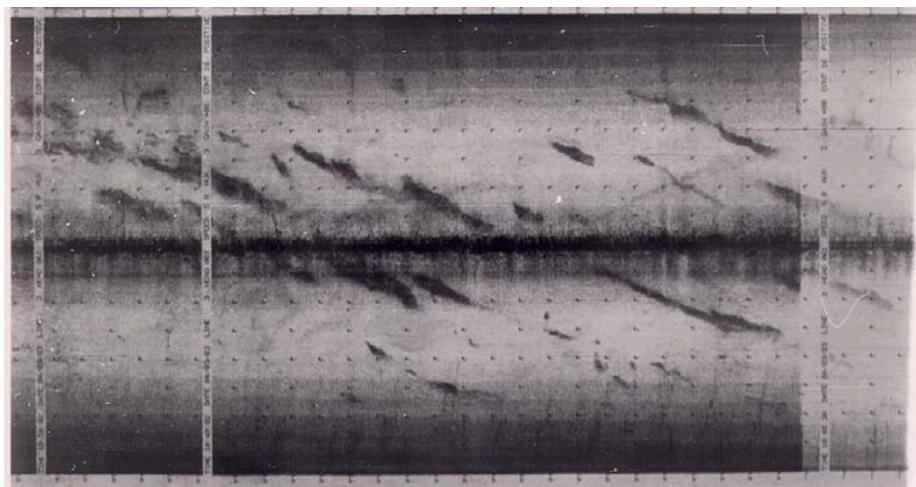


Figure I.28 : Champs de linéations discontinues de 10 à 25 m de largeur à 40 m de profondeur. Les sédiments grossiers sont en sombres et les sédiments fins en clair.

III.1.2. Les dunes sub-aquatiques

Ces formes sédimentaires sableuses, d'écho-faciès clair, de 10 à 100 m de largeur et de 1 à 2 m d'amplitude, n'apparaissent que par contraste de teintes de gris sur le faciès sombre (Cirac *et al.*, 2000a, 2000b ; Figure I.29-B). Au sens de Berné *et al.* (1989), ces corps sédimentaires peuvent être considérés comme des petites dunes. Ce sont des formes dissymétriques à crêtes arquées, allongées sur un axe nord-sud et qui n'ont été observées qu'en dessous de 30 à 40 m de profondeur sur la zone de « La Salie ». Elles présentent une face abrupte dirigée vers l'est, suggérant une migration vers le littoral.

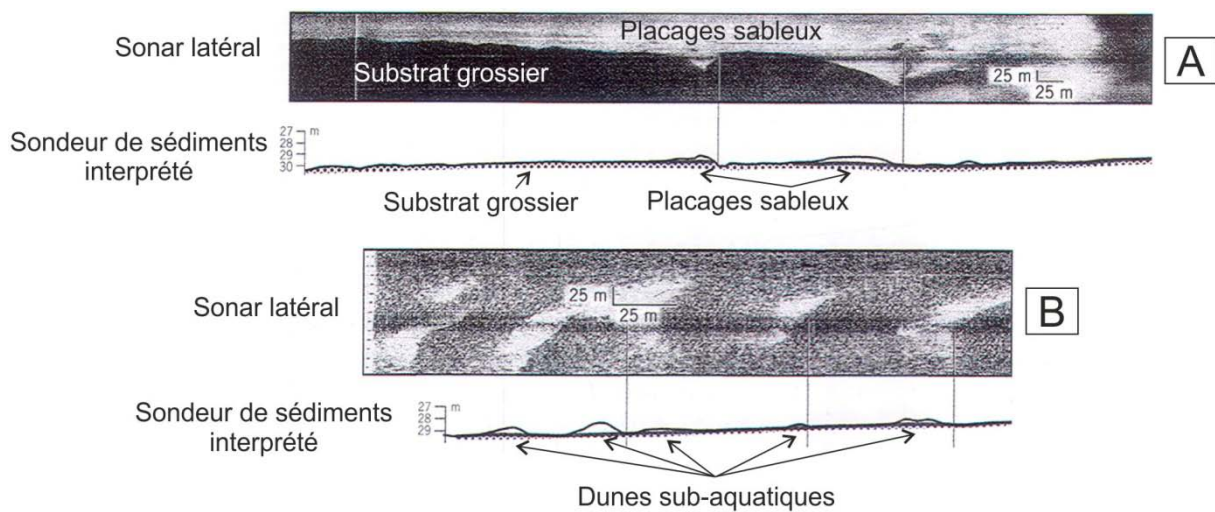


Figure I.29 : Sonogrammes de sonar latéral et profils interprétés de sondeur de sédiments montrant la morphologie des dunes sub-aquatiques sur la partie proximale du plateau interne Aquitain (Cirac *et al.*, 2000b).

III.1.3. Les grandes rides d'oscillation

Ces petites formes sédimentaires se rencontrent sur l'ensemble de la zone de « La Salie », quelle que soit la profondeur d'eau (Cirac *et al.*, 2000a, 2000b). Les données de sonar latéral montrent qu'elles sont présentes en particulier sur les fonds sablo-graveleux qui constituent le substrat grossier. Là, leur longueur d'onde est de 1 à 4 m et de 0,1 à 0,5 m d'amplitude ; (Allen, 1982 ; Figure I.30). Comme le montrent les photographies du fond marin (Figure I.31), elles sont également présentes sur les placages sableux mais avec une longueur d'onde (0,3 m) et une amplitude (0,15 m) réduite qui les rendent indécélables au sonar latéral (longueur d'onde inférieure à la résolution de l'époque). Ces corps sédimentaires symétriques ou très légèrement dissymétriques, à crêtes rectilignes et d'orientation nord-sud, sont considérés comme résultant des mouvements oscillatoires provoqués par les fortes houles d'ouest.

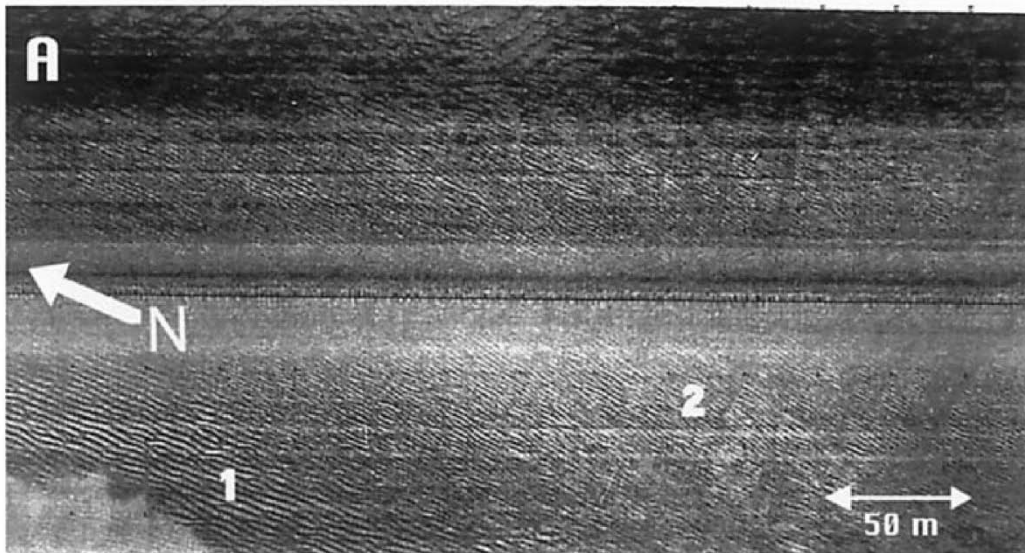


Figure I.30 : Grandes rides sur un substrat grossier. Les crêtes rectilignes et bifurquées sont orientées nord-sud (Cirac *et al.*, 2000a).

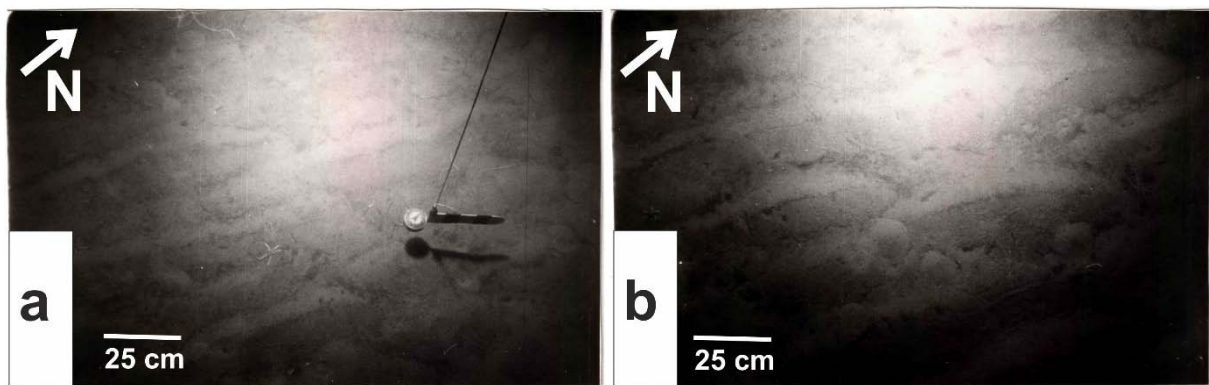


Figure I.31 : Photographies des grandes rides de houles au niveau d'un placage sableux sur la zone de « La Salie ».

III.2. Dynamique sédimentaire

Sans mesure hydrodynamique de longue durée, seule l'analyse des figures sédimentaires et de leurs structures internes, ainsi que la comparaison de levés bathymétriques récurrents peuvent nous renseigner sur la dynamique sédimentaire actuelle, en particulier celle des placages sableux (Berné, 1989).

III.2.1. Etude de la morphologie des figures sédimentaires

La dissymétrie des placages sableux avec un bord abrupt vers le large (Figure I.27) serait ainsi indicative d'un transport résiduel et d'une migration vers le large si on assimile ces derniers à des dunes très aplaties. La forme en croissant de certains des placages reste cohérente avec cette interprétation (Figure I.26 ; Berné, 1989).

III.2.2. Etude comparative des mosaïques de sonogrammes

Une étude basée sur la comparaison des données d'imagerie sonar entre les campagnes FASEC (juillet 1984), GEODEP 3 (octobre 1989) et ITSAS 1 (1998) montre que sur 14 ans, les limites des formes sédimentaires de grande échelle (placages sableux et couloirs d'érosion) ont une évolution morphologique peu marquée. L'aspect d'ensemble reste le même, les changements de forme, les répartitions et les déplacements ne concernent que des détails et sont très ponctuels. Les déplacements, de l'ordre de 50 à 100 m, restent très localisés (Cirac *et al.*, 2000b).

III.2.3. Etude des structures sédimentaires internes

En 1989 (GEODEP 3), quatre vibrocarottages ont été effectués sur la zone de « La Salie ». Leur implantation est représentée sur la Figure I.26. Les logs lithologiques (Figure I.32) permettent de distinguer deux types de carottes suivant les lieux de prélèvement.

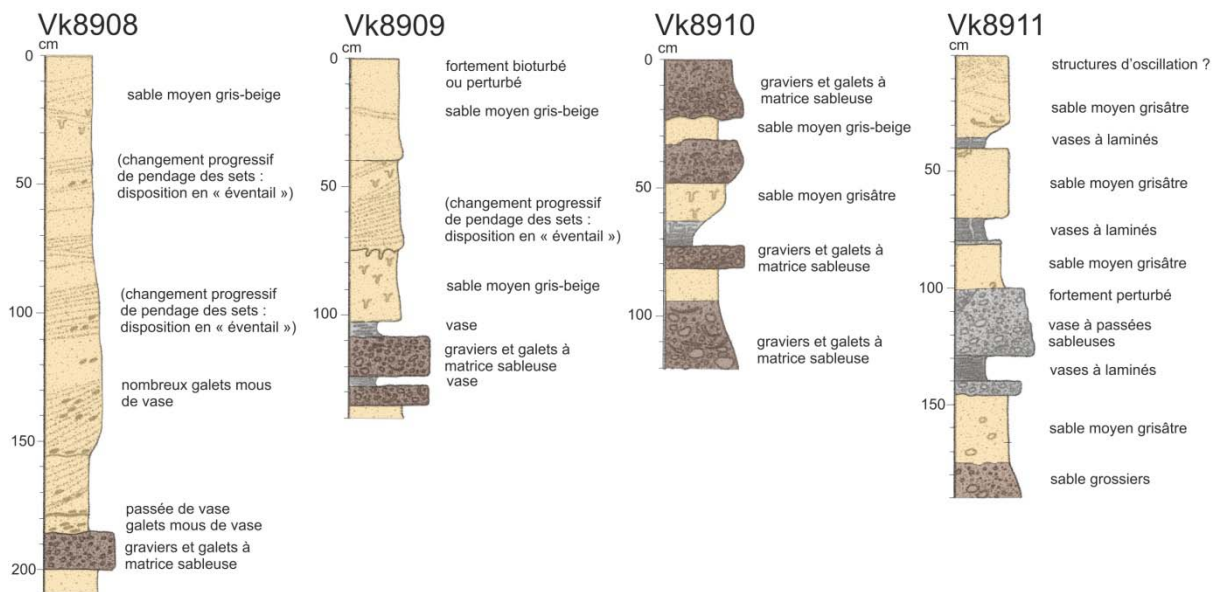


Figure I.32 : Logs des carottes prélevées lors des vibrocarottages effectués sur la zone de « La Salie » pendant la mission GEODEP 3 (1989).

(1) Les carottes **VK8908** et **VK8909** (Figure I.32) ont été prélevées sur un échofaciès sombre correspondant à un placage sableux. Le log lithologique montre une superposition de deux ou trois séquences élémentaires. L'ensemble repose sur une formation de base grossière constituée de graviers et galets à matrice sableuse. Cette disposition, déjà décrite en d'autres endroits du Plateau Aquitain, peut être attribuée à des dépôts de tempêtes (Cirac *et al.*, 1997). Ces séquences élémentaires sont constituées de sables moyens gris-beige montrant un

granoclassement normal et des structures obliques en général unidirectionnelles et dont le pendage apparent se situe entre 5° et 20°. Les foresets sont de type « planaire tangentiel » parfois « sigmoïdal ». En plusieurs endroits on constate que les pendages de ces faisceaux de lamines évoluent progressivement soit en augmentant, soit en diminuant. Cette disposition qui a déjà été décrite plus au nord sur le Plateau Aquitain sous le nom de structure « en éventail » peut être liée à une rotation de la direction du courant sur le fond marin (Cirac *et al.*, 1997).

(2) La carotte **VK8910** (Figure I.32), prélevée sur un échofaciès clair, est constituée, en grande partie, d'une formation sédimentaire grossière, graviers et galets à matrice sableuse dans laquelle s'intercalent des niveaux décimétriques de sables moyens grisâtres et de vases laminées sablo-silteuses. Les galets et graviers qui constituent cette formation sont essentiellement siliceux, hétérométriques, très arrondis et emballés dans une matrice de sable plus ou moins argileuse. En outre, on rencontre de gros bioclastes très usés, perforés et encroutés témoins de reprises multiples et intenses. Aucune structure sédimentaire n'a été décelée. La mise en place de cette formation résulte surtout de phénomènes de vannage conduisant à un dépôt résiduel (Cirac *et al.*, 1997). Les intercalations sableuses contiennent peu ou pas de structures sédimentaires, par contre, elles sont souvent intensément bioturbées. Elles devraient correspondre à des épanchements de voile sableux sur le fond des couloirs d'érosion. Les niveaux de vases laminées sont à mettre en relation avec des phases de décantation des suspensions en période calme. On suppose que les galets mous (abondants surtout dans la carotte VK8908) proviennent du démantèlement et de la reprise de ces niveaux vaseux.

La carotte **VK8911** (Figure I.32) a été prélevée sur un échofaciès clair moucheté interprété comme un placage sableux peu épais. Cette carotte présente des caractères intermédiaires entre les deux types de carotte décrits ci-dessus.

III.2.4. Action des tempêtes sur l'organisation interne des dépôts

Sur la plate-forme aquitaine (entre 20 et 140 m de profondeur), les courants de marée ont des intensités trop faibles pour influencer directement la mise en place de formes sédimentaires décrites. Par ailleurs, les courants orbitaux engendrés par la houle, de par leur nature oscillatoire, ne provoquent pas de déplacements sédimentaires importants. Ils remanient tout au plus la partie supérieure du sédiment. Ainsi, seuls les processus de tempête, principalement

les courants combinés sur le fond, seraient susceptibles de modeler les couloirs érosifs et les placages sableux (Arbouille, 1987a ; Castaing, 1981 ; Cirac *et al.*, 2000a ; Cirac *et al.*, 1997).

Les hypothèses concernant les processus hydrodynamiques qui contrôlent la dynamique sédimentaire récente sur le plateau continental nord-aquitain sont ainsi synthétisées par Cirac *et al.* (2000a), dans le bloc diagramme de la Figure I.33. Ces processus font intervenir trois niveaux d'énergie :

(1) **Une phase érosive initiale**, correspondant au niveau paroxysmal de la tempête, dont la puissance peut être très élevée, et provoquant l'érosion et le transport d'un mélange de sables, graviers et bioclastes le long des couloirs d'érosion (substrat grossier). Il en résulte un tri dynamique conduisant à une résidualisation du sédiment grossier qui tapisse le fond des couloirs.

(2) **Une phase de transport et de dépôt** correspondant à une phase de décroissance progressive des courants tractifs sur le fond au cours de l'amortissement de la tempête, ce qui entraîne (1) une déviation progressive de la direction du courant sous l'effet soit de la force de Coriolis, soit de la propagation de la houle, (2) et un dépôt granoclassé des matériaux.

(3) **Une ou plusieurs phases de remobilisation/décantation** formant un niveau déposé par les mouvements oscillatoires de la houle avec une énergie hydrodynamique moindre, mais sur une plus longue durée et avec une plus grande régularité. Ces courants ont un pouvoir d'érosion et de transport réduit. Par contre leur durée et leur régularité leur confèrent un pouvoir de vannage bien plus important que les courants tractifs, ce qui explique l'excellent classement des particules observé au sommet des séquences.

Cirac *et al.* (2000a) se réfèrent ainsi au modèle de Swift et Thorne (1991), avec une formation superficielle du plateau nord-aquitain correspondant à un environnement où : (1) les apports sédimentaires sont très réduits, (2) les transits sédimentaires, essentiellement sableux, sont très localisés et (3) où dominent les remaniements sur place, conduisant à un dépôt de type résiduel de haut niveau marin. Cette notion de tri sédimentaire sera ré-abordée dans le chapitre III.

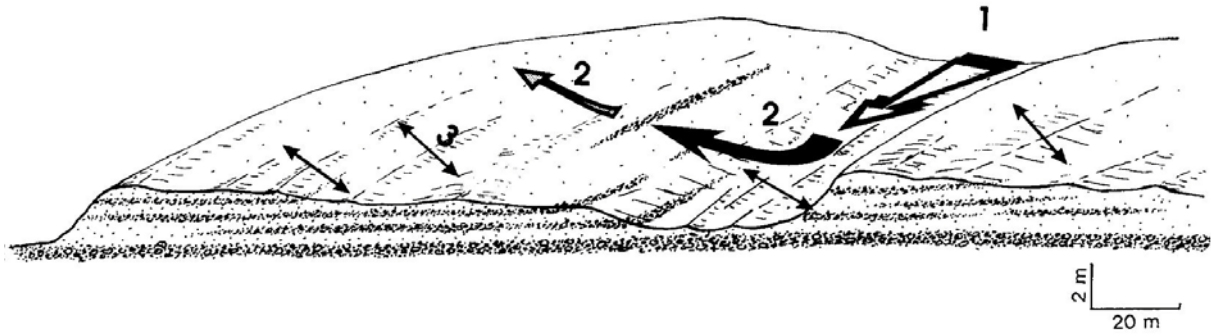


Figure I.33 : Schéma de la dynamique sédimentaire récente sur le plateau continental Aquitain (Cirac *et al.*, 2000a). (1) courant tractif sur le fond, à caractère érosif induit par les tempêtes ; (2) courant dévié dont la perte de compétence progressive entraîne un dépôt granoclassé au niveau des placages sableux latéraux ; (3) mouvements oscillatoires induits, par les fortes houles.

IV. Etat des connaissances sur les têtes de canyons sous-marins

Par définition, **un canyon** sous-marin peut inciser la plate-forme depuis le plateau interne jusqu'au pied de pente et correspond à la voie de transit des sédiments depuis le continent jusqu'au domaine marin profond, aussi bien pour les sédiments fins que grossiers (Durrieu de Madron, 1994 ; Mullenbach et Nitttrouer, 2000 ; Shepard, 1981 ; Shepard et Dill, 1966). On distingue trois grands types de canyons sous-marins sur les marges continentales qui dépendent de la position de la tête sur la marge continentale et de sa relation avec un système fluviatile : (1) les canyons incisant le plateau continental et ayant une connexion directe avec un système fluviatile subaérien (type 1) ; (2) les canyons incisant le plateau continental mais ne présentant aucune connexion avec un système fluviatile (type 2) ; et (3) les canyons n'incisant pas le plateau continental et confinés à la pente continentale (type 3 ; Harris et Whiteway, 2011).

La tête de canyon correspond à la partie la plus proche de la côte. L'entrée dans le canyon est définie par une augmentation brutale de la pente par rapport à la pente régionale (Figure I.34). La tête de canyon peut afficher une morphologie en amphithéâtre, évasée en direction de la côte et souvent ramifiée voire dendritique. La transition entre la tête et le corps du canyon est souvent marquée par une diminution nette de la pente et la disparition des morphologies ramifiées (Gaudin *et al.*, 2006). Le corps du canyon est caractérisé par des flancs abrupts et un profil transversal en forme de U ou de V (Arzola *et al.*, 2008 ; Greene *et al.*, 2002 ; Shepard, 1981) et la profondeur par rapport aux abords du canyon augmente rapidement jusqu'à atteindre le millier de mètres. Enfin, la partie terminale nommée embouchure se situe en pied de pente continentale. La limite entre l'embouchure du canyon et le complexe chenal-levées est souvent marquée par une diminution de la pente.

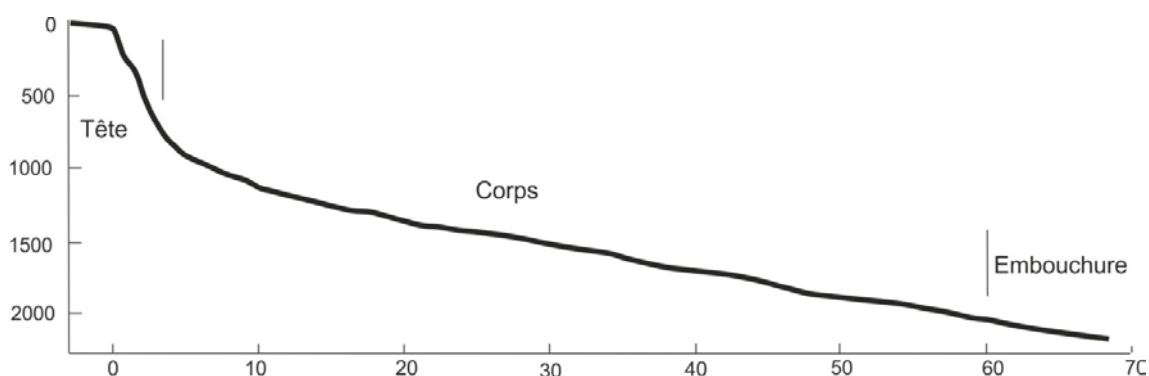


Figure I.34 : Profil « type » d'un canyon. Exemple du profil bathymétrique longitudinal de l'axe du canyon de Kaikoura (Nouvelle-Zélande). Modifié de Lewis et Barnes (1999).

Les têtes de canyons peuvent se situer dans trois parties distinctes de la plate-forme continentale :

(1) Près du trait de côte actuel. Le canyon entaille alors le plateau continental jusqu'à des profondeurs inférieures à 50 m, comme le Canyon de Capbreton (Cirac *et al.*, 2001 ; Gaudin *et al.*, 2006), le Canyon du Cap Lopez (Gabon ; Biscara *et al.*, 2013 ; Figure I.35), le Canyon de Nazaré (Portugal ; Lastras *et al.*, 2009), le Canyon de La Jolla (Californie, USA ; Paull *et al.*, 2013) ou le Canyon de Komagoe (Japon ; Yoshikawa et Nemoto, 2010). Sa tête se trouve alors proche d'une source d'importants apports sédimentaires comme l'embouchure d'un fleuve ou une zone d'accumulation de sédiments sous l'action des courants de plate-forme (par exemple la dérive littorale), ou même directement en connexion avec elle comme pour le Congo-Zaïre (Babonneau *et al.*, 2002) ou pour le Canyon de Monterey (e.g. Greene *et al.*, 2002 ; Smith *et al.*, 2007 ; Smith *et al.*, 2005 ; Figure I.36).

(2) Au niveau de la plate-forme externe/rupture de pente. La tête du canyon se trouve alors entre 90 et 200 m de profondeur dans un contexte de marge non glaciaire. C'est le cas des canyons de la marge du Golfe de Gascogne (Zaragosi *et al.*, 2001), de la marge du New Jersey (Twichell et Roberts, 1982) ou du Golfe du Lion (Berné *et al.*, 2002) Dans un contexte de marge glaciaire comme en Antarctique, le rebord de plate-forme peut se trouver à 500 m de profondeur (Amblas *et al.*, 2006 ; Donda *et al.*, 2003).

(3) Isolées sur la pente continentale. On retrouve des têtes de canyons à des profondeurs très variables, sans lien apparent avec la partie supérieure de la pente (O'connell *et al.*, 1987 ; Orange *et al.*, 1997).

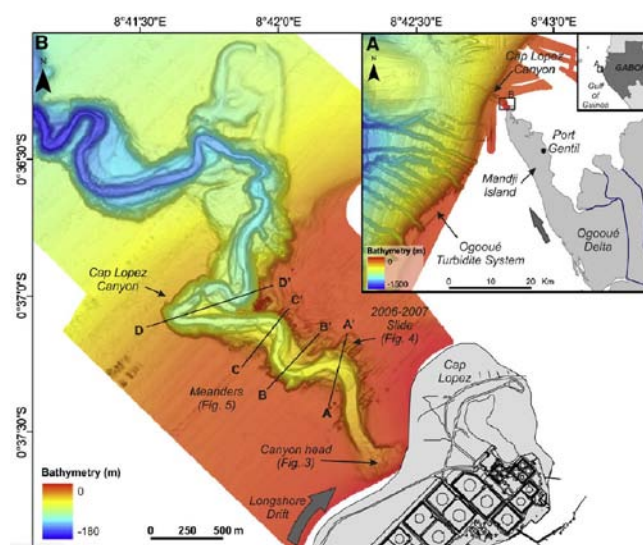


Figure I.35 : Le Canyon du Cap Lopez (Gabon) entaille le plateau continental dès 10 m de profondeur (Biscara *et al.*, 2013).

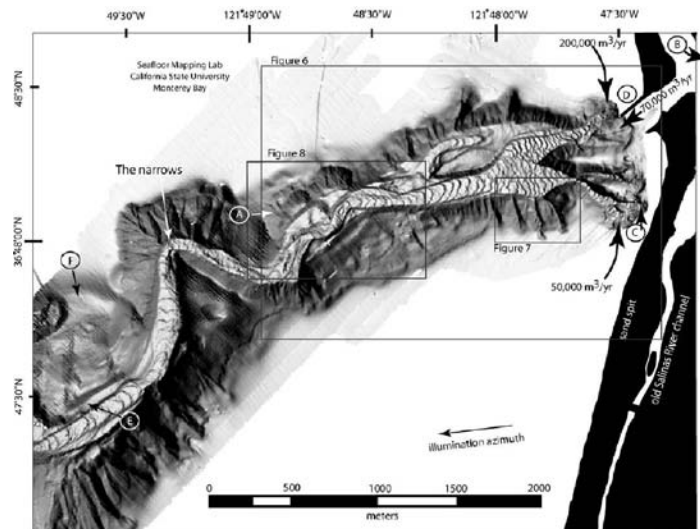


Figure I.36 : Le canyon de Monterey (Californie) entaille le plateau continental dès 10 m de profondeur (Smith *et al.*, 2005).

Les canyons qui sont en connexion directe avec une source sédimentaire (e.g. systèmes fluviaux) sont dit matures. À l'inverse, les canyons qui n'atteignent pas le rebord du plateau continental et qui sont privés de tout apport sédimentaire provenant du plateau continental sont dit immatures (Farre, 1983).

Selon les modèles traditionnels de stratigraphie séquentielle, la formation et l'érosion des canyons se fait principalement durant la chute du niveau marin et le bas niveau marin relatif (Posamentier *et al.*, 1988). En période de haut niveau marin relatif, la tête de canyon peut être déconnectée de la source des apports. L'alimentation du canyon en particules est alors stoppée. Dans certaines configurations d'hydrodynamique côtière (canyons de type 1 et 2), l'alimentation des canyons perdure en période de remontée et de haut niveau marin relatif. C'est le cas des canyons de Monterey, La Jolla, Komogoe ou bien celui du Cap Lopez (le cas du Canyon de Capbreton sera étudié dans le chapitre IV).

(1) La connexion avec un fleuve permet à la fois l'érosion et le dépôt. L'action érosive est le résultat des courants qui sont générés à l'embouchure du fleuve, comme les courants hyperpycnaux ou les bouffées turbides. Le dépôt est possible grâce au fort volume de sédiments en suspension (panaches hypopycnaux et mesopycnaux) ou charriés près du fond que le fleuve transporte (Gaudin, 2006). (2) La connexion avec la dérive littorale constitue une source d'apport en sédiments. Par exemple, le flux entrant de sédiment sableux et de graviers est estimé à 200 000 m³/an au niveau de la tête du canyon de Monterey (Eittreim *et al.*, 2002 ; Smith *et al.*, 2007 ; Smith *et al.*, 2005), et à 50 000 m³/an à l'entrée du canyon Komogoe (Yoshikawa et Nemoto, 2010).

À l'entrée du système, des sables et graviers sont ainsi piégés et constituent une source de sédiments mobilisables. À la sortie du système, les systèmes chenaux-levées et les lobes distaux représentent la zone réceptacle. Entre ces deux zones, les sédiments sont transportés, et parfois piégés de manière temporaire ou définitive.

Les processus qui se déroulent dans les têtes de canyon et qui sont à l'origine des transports de sédiments font encore l'objet de vives discussions. Au cours des dernières années, l'utilisation des sondeurs multifaisceaux et des sonars de dernière génération a permis des progrès considérables dans l'étude des morphologies se trouvant au sein des têtes de canyons sous-marins (Greene *et al.*, 2002 ; Lastras *et al.*, 2009 ; Lastras *et al.*, 2007 ; Mountjoy *et al.*, 2009). Cependant, un écart persiste entre la résolution spatiale des données recueillies et le niveau de détail nécessaire pour comprendre les processus qui se développent dans les canyons sous-marins.

L'interprétation de ces processus se base en partie sur les formes sédimentaires (*bedforms*) que l'on trouve sur le fond des têtes de canyons. Au sein du Canyon de Monterey, les premières bathymétries ont révélé la présence de *bedforms* en croissant. Tout d'abord appelés « *crescentic sand waves* » (Smith *et al.*, 2005), ils sont actuellement dénommés « *crescent shaped bedforms* » (CSB ; Figure I.37). Ces formes sédimentaires sont également visibles au sein du Canyon de la Jolla (Paull *et al.*, 2013), du Canyon du Cap Lopez (Biscara *et al.*, 2011), ou de Capbreton (Gaudin *et al.*, 2006).

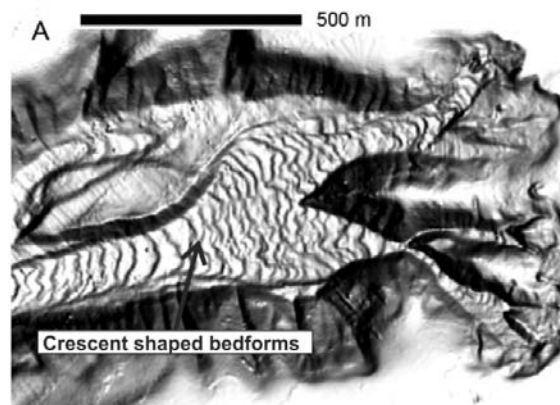


Figure I.37 : Carte de pente de la tête de canyon de Monterey mettant en évidence la présence de *bedforms* en croissant appelés : « *Crescent shaped bedforms* » (d'après Smith *et al.*, 2005).

Diverses dénominations et divers processus ont été et sont envisagés pour expliquer l'origine de ces *bedforms*, notamment des (1) *sand waves/dunes* sous l'action de courants de marée, (2) des *cyclic steps* au sein de courants de turbidité et (3) des cicatrices de glissements (*slump scars*).

(1) La première hypothèse a été de considérer les *CSBs* comme des *sand waves* et/ou des dunes (canyon de Monterey ; Smith *et al.*, 2005) et de déduire que ces corps sédimentaires pouvaient migrer le long du canyon sous l'action des courants de marée (Smith *et al.*, 2005 ; Xu *et al.*, 2008). Cependant, Paull *et al.* (2010) montrent que des blocs de béton enterrés (Figure I.38) peuvent bouger de manière périodique dans le fond du canyon et que les *CSBs* sont dépourvus d'architecture interne caractéristique des milieux tidaux (e.g. Wynn et Stow, 2002). La vitesse maximale relative au courant de marée mesurée est inférieure à 80 cm/s (Xu *et al.*, 2008), ce qui est insuffisant pour déplacer des blocs de béton (Hjulström, 1935). Cette hypothèse concernant l'action de la marée fût ainsi rejetée par Paull *et al.* (2010), favorisant l'hypothèse de l'apparition des *CSBs* lors d'évènements plus distincts.

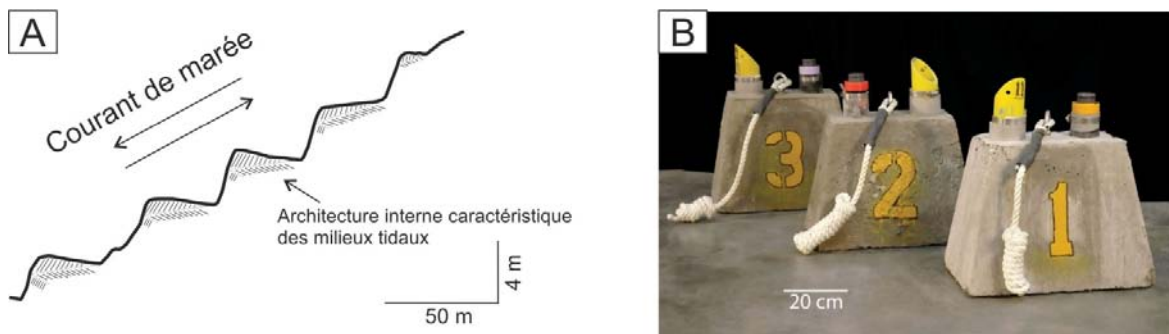


Figure I.38 : (A) Schéma représentant l'hypothèse de la formation de la morphologie en *CSB* sous l'action de la marée. (B) Photographie des blocs déposés sur le fond du Canyon de Monterey et suivis par des balises de localisation sous-marine (Paull *et al.*, 2010).

(2) Récemment, les *CSBs* se trouvant au sein du canyon de Monterey ont été utilisés comme exemples de *bedforms* développés par des *cyclic steps* au sein de courants de turbidité (Cartigny *et al.*, 2011 ; Kostic, 2011). Les *cyclic steps* font référence à un concept initié par Winterwerp *et al.* (1992) et Parker *et al.* (1996) basé sur l'existence de ressauts hydrauliques qui se produisent de manière répétée au sein du courant, avec des alternances entre un débit rapide (« *supercritical* » avec un nombre de Froude > 1) dans un courant de faible hauteur, et un débit plus tranquille (« *subcritical* » avec un nombre de Froude < 1) dans un courant plus haut (Figure I.39-B). Les modèles de Cartigny *et al.* (2011) et Kostic (2011) montrent, étape par étape, comment les érosions et les dépôts provoqués par les *cyclic steps* au sein des courants de turbidité peuvent entraîner la migration progressive des formes sédimentaires qui s'apparentent aux morphologies en croissant (*CSB*) observées entre autres dans le Canyon de Monterey (Paull *et al.*, 2011 ; Paull *et al.*, 2010). Le *breaching* est proposé comme mécanisme pour produire les courants de turbidité prolongés conduisant à la formation des *cyclic steps* (Figure I.39-A ; Van Den Berg *et al.*, 2002). Il est considéré comme un mécanisme de

glissements en masse associé à des glissements rétrogressifs multiples produisant des escarpements qui se propagent vers le haut (*upslope* ; Houthuys, 2011 ; Van Den Berg *et al.*, 2002 ; Figure I.39-C). Le *breaching* a été invoqué dans les Canyons de La Jolla (Mastbergen *et al.*, 2003) et de Monterey (Eke *et al.*, 2011 ; Paull *et al.*, 2011 ; Paull *et al.*, 2010). La compréhension de l'impact des *cyclic steps* au sein des courants de turbidité sur la génération de telles formes sédimentaires est encore en développement.

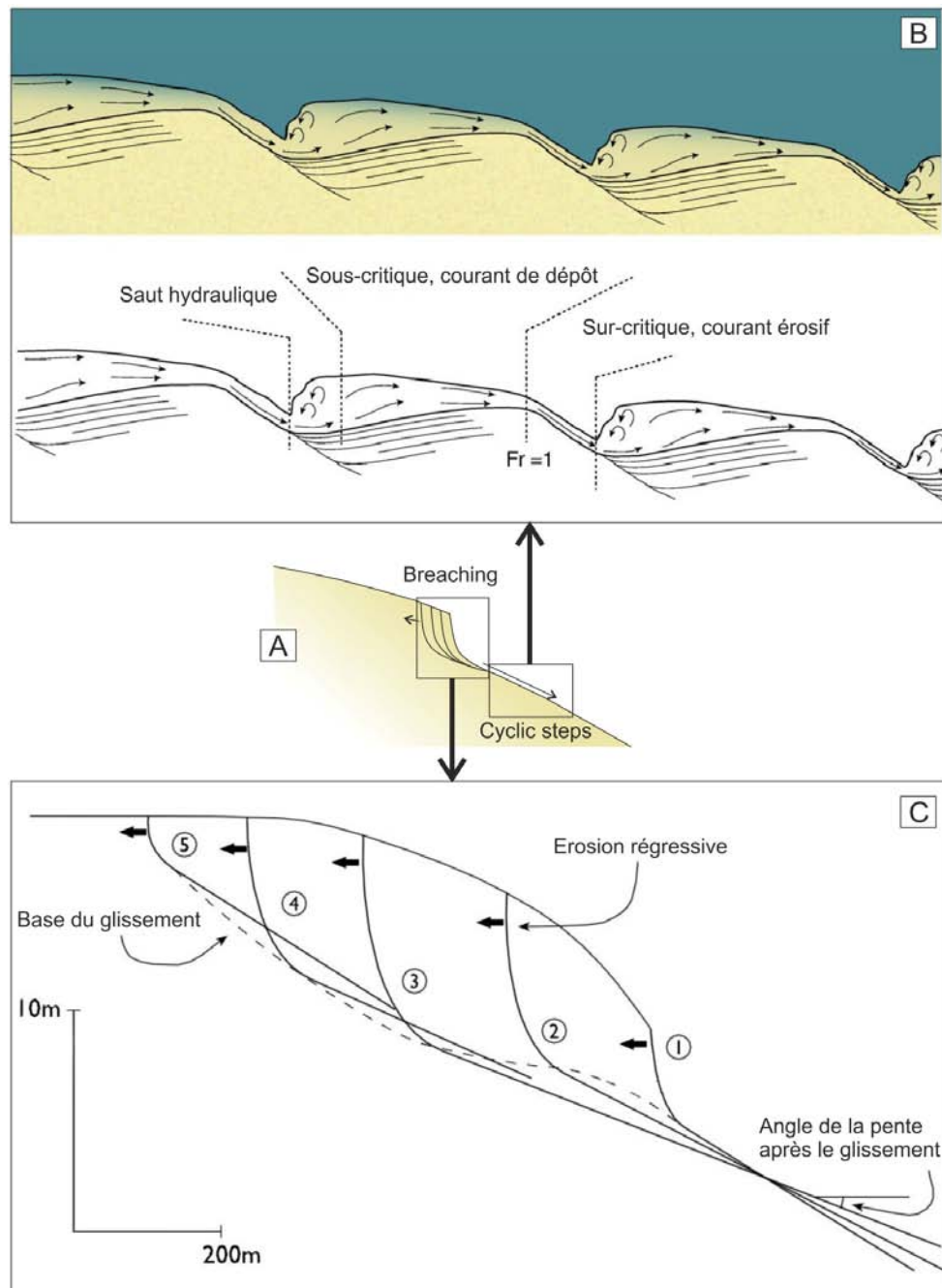


Figure I.39 : (A) Schéma reliant le phénomène de *Breaching* avec celui de *Cyclic steps*. D'après van den Berg *et al.* (2002). (B) Schéma de *cyclic steps* au sein d'un courant de turbidité (écoulement de gauche à droite). D'après Cartigny *et al.* (2011). (C) Schéma d'un glissement de type *Breaching*. D'après van den Berg *et al.* (2002).

(3) La 3ème hypothèse concerne la possibilité que les *CSBs* soient des cicatrices de glissements (Figure I.40 ; Paull *et al.*, 2010 ; Gaudin *et al.*, 2006). Ces glissements seraient induits par la raideur de la pente et son instabilité. Des vidéos réalisées dans le Canyon de La Jolla (ROV vidéo ; Paull *et al.*, 2013), montrent la facilité avec laquelle le sédiment peut être déstabilisé et soutiennent le concept de glissement au sein des canyons sous-marins.

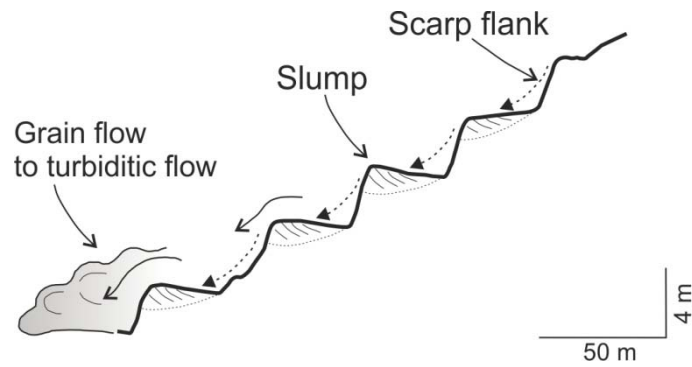


Figure I.40 : Schéma représentant la formation de la morphologie en *CSB* sous l'action de glissements.

V. Travaux antérieurs sur la tête du Canyon de Capbreton

La tête du canyon de Capbreton ou « gouf » de Capbreton est un objet géologique connu de tout temps des pêcheurs, car sa présence diminue localement l'amplitude des houles. Il offre par mauvais temps un mouillage sûr (Nesteroff *et al.*, 1968). Il est connu cartographiquement depuis le milieu du 19^{ème} siècle et depuis le milieu des années 1960. De nombreux travaux géologiques ont été menés afin de comprendre la formation, l'évolution et la dynamique sédimentaire actuelle et passée du canyon.

V.1. La morphologie de la tête du canyon

Les premiers travaux de cartographie du canyon de Capbreton remontent au milieu du 19^{ème} siècle. La Roche-Poncie établit la première carte bathymétrique de la tête du canyon de Capbreton (Figure I.41-A). Un siècle plus tard, la carte bathymétrique élaborée par le service hydrographique de la marine (Figure I.41-B) montre que la morphologie de la tête du canyon a peu évolué (Froidefond *et al.*, 1983). La dernière et plus précise carte bathymétrique publiée avant cette étude est celle de Bourillet *et al.* (2007) basée sur les données de sondeurs multifaisceaux de la mission ITSAS V réalisée en 2001 (Figure I.41-C).

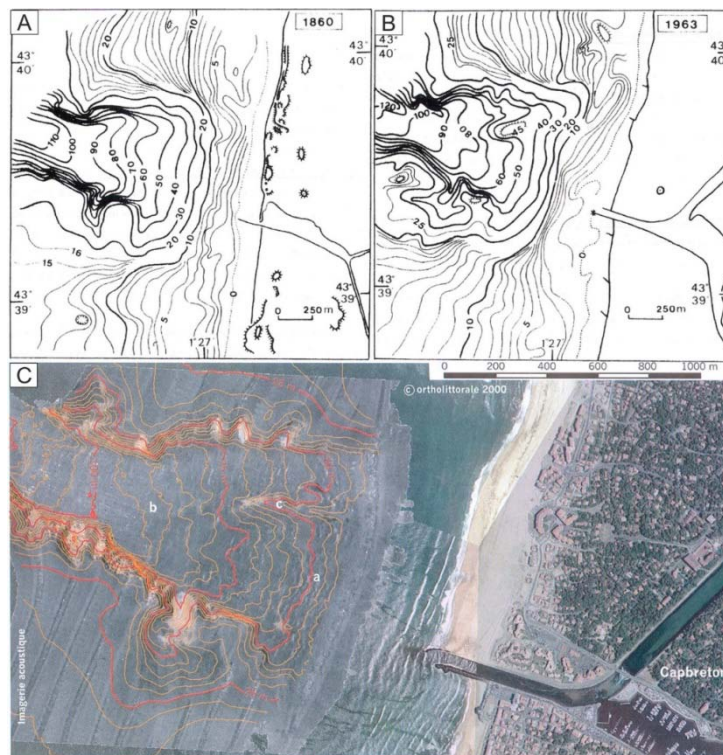


Figure I.41 : Cartes bathymétriques de la tête du canyon de Capbreton. (A) Morphologie de la tête du canyon en 1860. (Froidefond *et al.*, 1983) (B) Morphologie de la tête du canyon en 1963 (Froidefond *et al.*, 1983). (C) Morphologie de la tête du canyon en 2001 (Bourillet *et al.*, 2007).

Sur la base de ces données, la morphologie de la tête du canyon de Capbreton a été décrite comme il suit par Gaudin (2006) : elle se caractérise par sa forme en amphithéâtre dont la partie amont évasée est ouverte vers la côte. Située à environ 250 m de la côte et dès 10 m de profondeur l'entrée de la tête du canyon a une largeur de 1200 m environ et diminue vers l'aval pour atteindre environ 200 m à 120 m de profondeur. La longueur de la tête est de 1500 m (entre 10 et 120 m de profondeur). La pente sur le plateau environnant est de $0,5^\circ$ alors qu'elle peut atteindre 7° dans les premières centaines de mètres de la tête et de 4° sur le premier kilomètre (Froidefond, 1982 ; Gaudin *et al.*, 2006).

V.2. Cartes des sédiments superficiels de la tête de canyon

La Roche-Poncie a élaboré en 1860 la première carte des sédiments superficiels de la tête du canyon (Figure I.42-A). Les sédiments superficiels rencontrés sont de type sablo-vaseux dans la partie amont, jusqu'à 50 m de profondeur environ, puis uniquement vaseux vers l'aval. La plate-forme environnante est constituée de sable avec quelques lentilles de graviers.

À partir de nombreuses données de dragages collectées lors de la mission PLABAS 2 en 1982, Abe (1984) propose une carte des sédiments superficiels de la tête du canyon et du début du thalweg axial (Figure I.42-B).

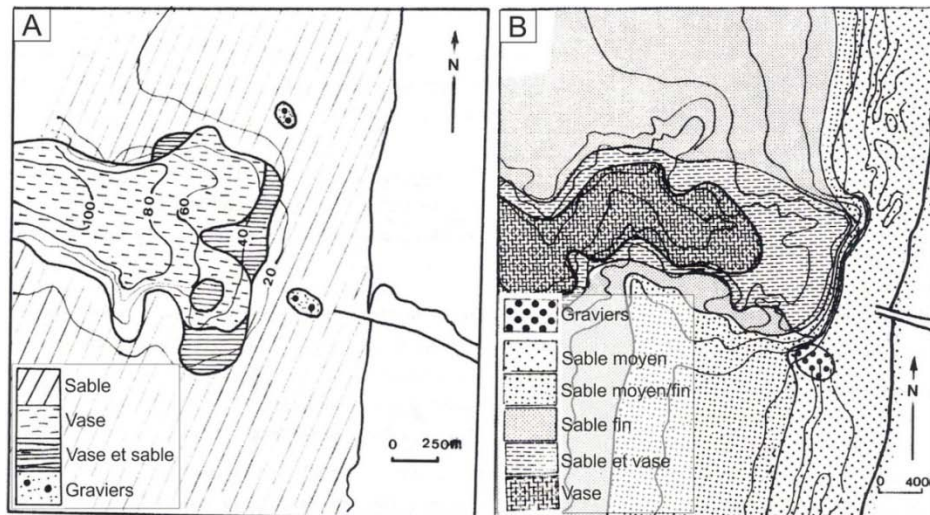


Figure I.42 : Cartes des sédiments superficiels dans la tête du canyon de Capbreton (Abe, 1984). (A) Données de la Roche-Poncie en 1860. (B) Données de la mission PLABAS 2 en 1982.

La répartition des sédiments superficiels en 1982 est peu différente de celle de 1860. On retrouve les mêmes faciès avec du sable sur la plate-forme et des sédiments plus fins dans la tête. Sur la carte de Abe (1984), la limite entre les sédiments sablo-vaseux et les sédiments vaseux apparaît plus profonde et le faciès vaseux se retrouve aussi plus en aval dans le début du thalweg. On retrouve aussi une lentille de graviers près de la partie amont de la tête.

V.3. Activité du Canyon de Capbreton

Le canyon de Capbreton est actuellement actif. La présence de sédiments récents y a été constatée dès les premières campagnes océanographiques « modernes » qui ont eu lieu à la fin des années 1960 (mission « Andromède » ; Nesteroff *et al.*, 1968). C'est d'ailleurs à cet endroit qu'a été définie la séquence turbiditique (Nesteroff, 1961 ; Nesteroff et Heezen, 1963). Plusieurs carottages montrent en effet des dépôts sableux grossiers à fins, interprétés comme des séquences turbiditiques et grâce à des analyses palynologiques et micropaléontologiques on peut estimer la date de leurs dépôts aux derniers 5000 ans (Holocène).

Plus récemment, l'échantillonnage d'une carotte multitubes (OBK), qui prélève l'interface eau-sédiment sans la déstructurer, et prélevée en mai 2000 à 647 m de profondeur près de l'axe du thalweg axial a montré une succession de turbidites sableuses sur quelques dizaines de centimètres (Mulder *et al.*, 2001). Les analyses radio-isotopiques, faunistiques et géochimiques ont montré que deux de ces séquences s'étaient déposées il y a moins de cent ans (Anschutz *et al.*, 2002 ; Mulder *et al.*, 2001). De plus, l'analyse des isotopes radioactifs et de $^{234}\text{Th}_{\text{ex}}$ et du $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ indique que la séquence la plus récente s'est déposée quelques mois avant la mission de carottage, entre début décembre 1999 et mi-janvier 2000 (Figure I.43).

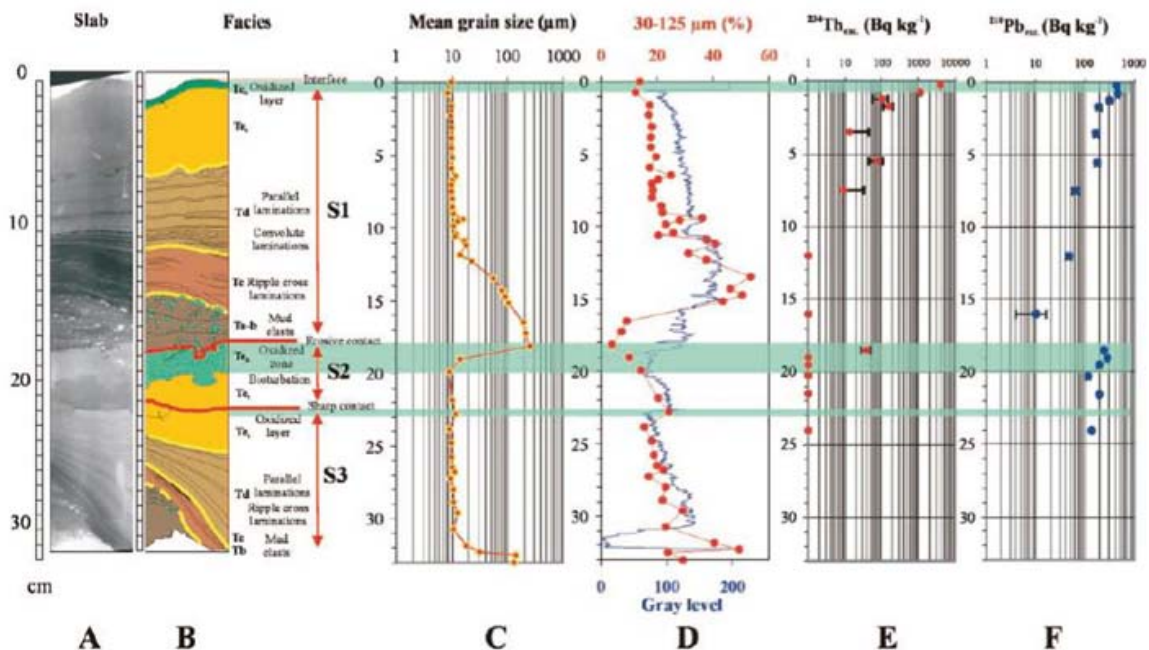


Figure I.43 : Analyse sédimentologique de la carotte OBK. (A) Image rX. (B) Image traitée et interprétation des faciès. (C) Courbe granulométrique. (D) Niveau de gris (courbe bleue pleine) et courbe granulométrique de la fraction 30-125 µm (courbe à points rouges). (E) Activité du $^{234}\text{Th}_{\text{ex}}$. (F) Activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$. D'après Mulder *et al.* (2001).

Pendant cette période, ni séisme, ni crue de l'Adour n'ont été enregistrés. Le dépôt de cette turbidite a alors été interprété comme étant lié à la tempête « Martin » qui a touché les côtes françaises le 27 décembre 1999. La période de retour d'une tempête de même intensité étant de l'ordre de 10 ans (Vassal, 1980 ; Mulder *et al.*, 2001) propose ainsi que le Canyon de Capbreton soit soumis à des événements de ce type à l'échelle décennale. Brocheray *et al.* (2014) ont montré depuis, en se basant sur des carottes Kullenberg prélevées dans l'axe du talweg à 1600 m de profondeur, et sur les terrasses environnantes, que l'activité turbiditique au cours du siècle dernier pourrait être annuelle.

V.4. Apport en sédiment dans la tête du Canyon

V.4.1. Rôle de l'Adour

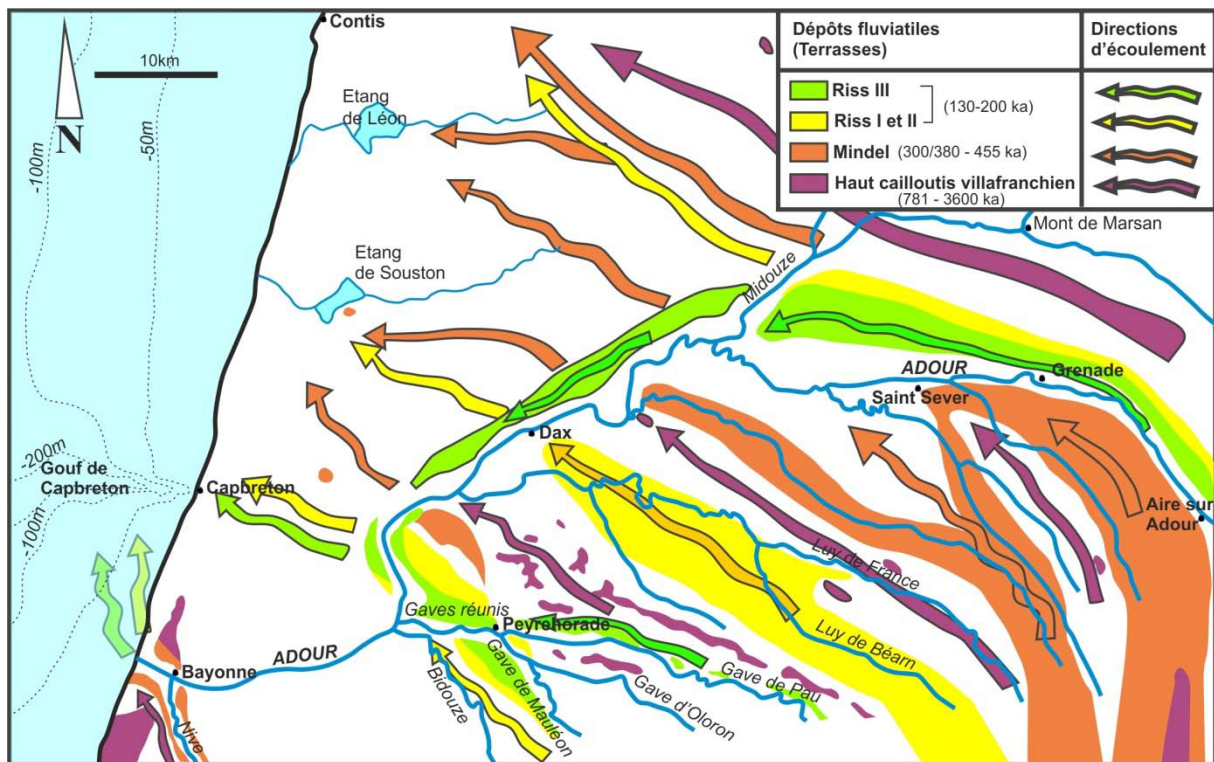


Figure I.44 : Divagation de l'Adour depuis le début du quaternaire (2,6 millions d'années). D'après Thibault (1970) et Duboscq (1977) modifiée.

Le Canyon de Capbreton a été en relation très étroite avec l'Adour au cours de son histoire géologique (Klingebiel et Legigan, 1978). Du Plio-Pléistocène à -80 000 BP, le bassin alluvial de l'Adour a changé d'orientation passant d'une direction sud-nord à une direction est-ouest. Ainsi, l'exutoire de l'Adour s'est progressivement déplacé entre Contis et Capbreton (Figure

I.44). Pendant les glaciations Riss I et II et Riss III (glaciations Alpines équivalent à 130-200 ka) l'Adour débouchait à Capbreton.

Pendant cette période de bas niveau marin avec connexion à l'Adour, le canyon canalise les écoulements gravitaires alimentés par l'érosion des Pyrénées, *via* le bassin de l'Adour et des Gaves (Bourillet *et al.*, 2007). En effet, l'apport sédimentaire continental est plus important pendant les glaciations. Ces écoulements, qui prennent naissance lors des crues du fleuve, possèdent une forte charge sédimentaire et sont appelés courants hyperpycniaux. Plus denses que l'eau océanique, ils ont une forte capacité érosive. Actuellement l'Adour, de par sa taille et son débit, serait susceptible de générer ce type d'écoulement (Cirac *et al.*, 2001). On peut supposer qu'il a pu en être de même pour le paléo-Adour (Cirac *et al.*, 2001).

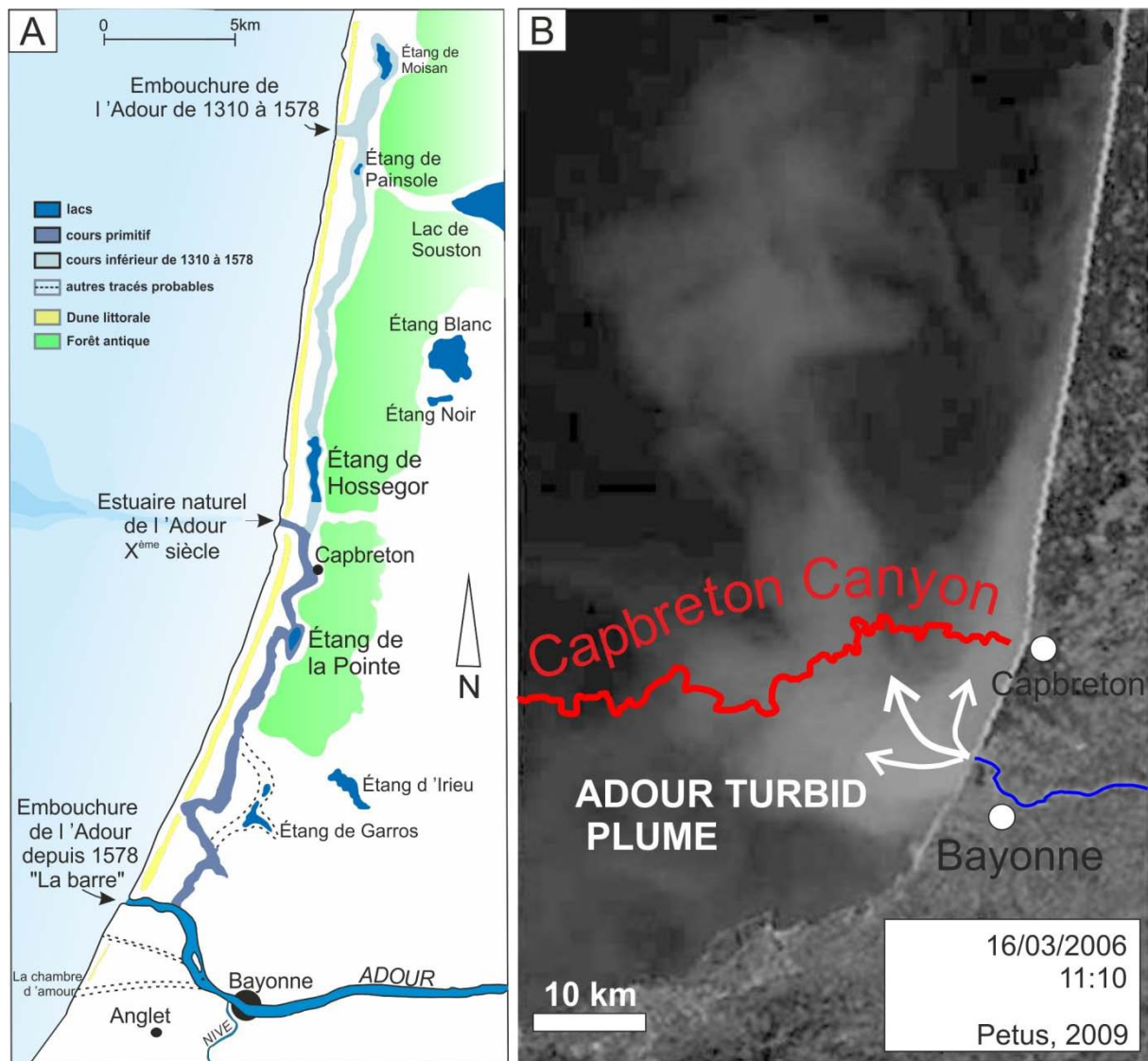


Figure I.45 : (A) Tracés historique de l'Adour (d'après Cuzacq, 1930) ; (B) Exemple d'un panache de l'Adour qui remonte vers le nord (d'après Petus, 2009).

Vers -80 000 BP, l'Adour a été capturé par la Nive qui trouve un exutoire à l'ouest de Bayonne. Après la dernière déglaciation (transgression flandrienne), la remontée du niveau marin comble la vallée alluviale de l'Adour et engendre la formation d'une dune littorale en réponse à l'action combinée du vent et de la dérive littorale provoquant alors le déplacement à l'arrière de ce système dunaire de l'Adour et de la divagation de l'embouchure de l'Adour en différents endroits (Figure I.45-A). Entre -80 000 BP et le 14^{ème} siècle, l'Adour débouchera à plusieurs reprises à Capbreton au cours de ses migrations.

La tête du canyon s'est définitivement déconnectée de l'Adour en 1310 AD, lorsque son embouchure s'est naturellement établie au niveau de Souston. En 1578, le creusement d'un chenal dans le système dunaire au droit de Bayonne a artificiellement déplacé l'embouchure de l'Adour à 15 km au sud de la tête du canyon. L'endiguement de l'embouchure du fleuve empêche depuis toute nouvelle reconnexion directe avec le canyon (Klingebiel et Legigan, 1978).

Cependant, bien que déconnecté, l'Adour semble continuer à jouer un rôle dans la distribution de sédiment dans la tête du Canyon de Capbreton. En effet, des études récentes de télédétection basées sur les images satellite MODIS, ont révélé qu'au cours d'une année, le panache de l'Adour (qui exporte $0,25 \times 10^6$ t/an de sédiment en suspension) atteint la tête du canyon de Capbreton pendant 20 % du temps (Petus, 2009), lorsque les vents d'est ont tendance à « pousser » le panache en direction du nord (Figure I.45-B).

V.4.2. Interaction avec la dynamique littorale

Les études antérieures portant sur l'interaction entre la tête du Canyon de Capbreton et la dynamique littorale (et plus précisément la dérive littorale) ont conduit au débat scientifique suivant : (1) Duplantier (1976), Froidefond *et al.* (1983) et Abe (1984) proposent que la tête du canyon n'est pas un réceptacle à la dérive littorale, (2) à l'inverse, Gaudin (2006) propose que la tête soit directement soumise à la dérive littorale et capture le sédiment transporté par ce courant.

(1) Tout d'abord, Duplantier (1976) a établi des cartes de houle en fonction de la direction du vent et des variations bathymétriques (Figure I.46) et précise, par des flèches, les directions de la dérive littorale induites par la divergence des orthogonales au-dessus du canyon. Ainsi,

pour une orientation ouest-nord-ouest (Figure I.46-A), les houles pénètrent plus rapidement dans l'axe du canyon que sur les bords où les effets de réfraction sur le fond se font sentir. De ce fait, les crêtes de houle arrivent déformées à proximité du rivage, ce qui limite considérablement les effets de la dérive littorale de part et d'autre du canyon. Pour une houle d'ouest (Figure I.46-B), le même phénomène se reproduit de façon presque identique. Cette hypothèse est soutenue par Froidefond et al. (1983), qui s'appuie sur l'absence de sédiments sableux dans les prélèvements par benne effectués en juillet 1982 dans la tête du canyon (Figure I.42). Il conclut à une contribution minimale de la dérive littorale dans l'alimentation en sédiment de la tête de canyon. Une campagne effectuée, entre mai 1982 et janvier 1984, a permis le suivi des mouvements des sédiments superficiels grâce à des traceurs radioactifs. Les résultats, détaillés dans la thèse d'Abe (1984), montrent qu'il y a peu de différences entre les mouvements sédimentaires au nord et au sud du canyon et que ces mouvements se produisent principalement le long d'un profil perpendiculaire à la côte. Le rôle de la dérive littorale n'a pas pu être mis en évidence dans cette étude et la tête du canyon n'apparaît pas comme un piège pour les sédiments. L'essentiel des mouvements s'effectue entre l'estran, la zone de déferlement et le large (profondeur d'eau entre 16 et 17 m). L'auteur attribue cette circulation à la convergence et à la divergence de la houle.

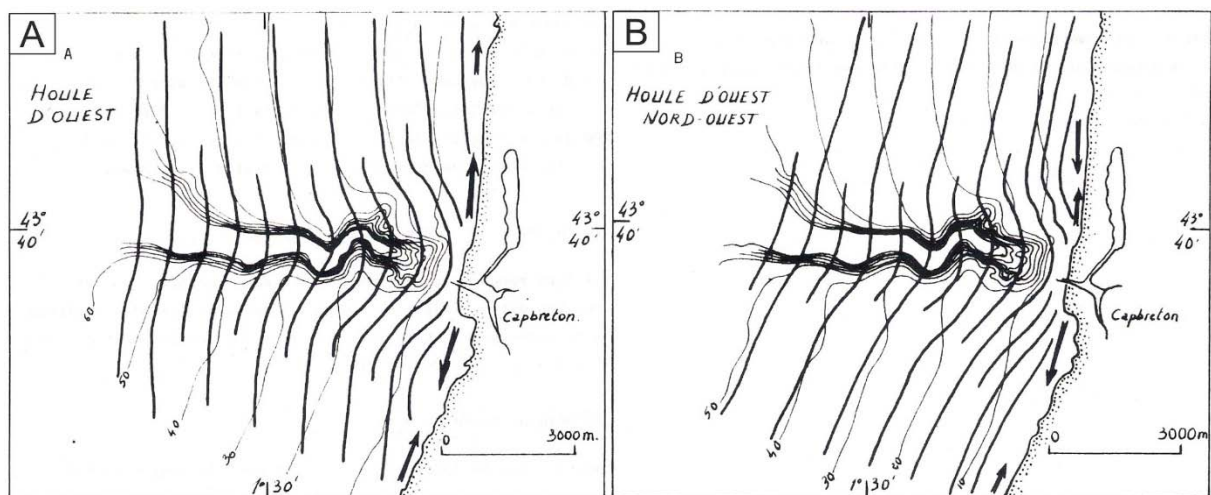


Figure I.46 : Cartes des lignes de houle : A) d'ouest et B) d'ouest-nord-ouest (Duplantier, 1976).

(2) À l'inverse, l'analyse des données de bathymétrie, d'imagerie et de sonar latéral recueillies lors de la mission *ITSAS 5* (2001), a suggéré la présence de cicatrices de glissements localisées à l'entrée de la tête du canyon, là où les pentes sont les plus fortes (jusqu'à 7°) (Figure I.47 ; Gaudin *et al.*, 2006). La présence de cicatrices de glissements dans la tête de canyon suggère que celle-ci joue un rôle majeur dans l'initiation de courants

gravitaires dans la tête du canyon. En effet, sa morphologie permettrait un piégeage des sédiments grossiers apportés par l'hydrodynamique côtière. Ceci est confirmé par la présence de sable massif dans les carottes au niveau de la tête. Dans ce cas, les pentes fortes de la tête (jusqu'à 7°) impliquent que les sédiments qui s'y trouvent sont dans un état métastable et proches de la rupture. Lors d'événements météorologiques très énergétiques comme la tempête « Martin », ou de microséismes, les sédiments seraient déstabilisés et transportés vers l'aval par le thalweg axial du canyon, nourrissant l'activité turbiditique dans le canyon (Gaudin *et al.*, 2006 ; Bourillet *et al.* 2007 ; Mulder *et al.*, 2001).

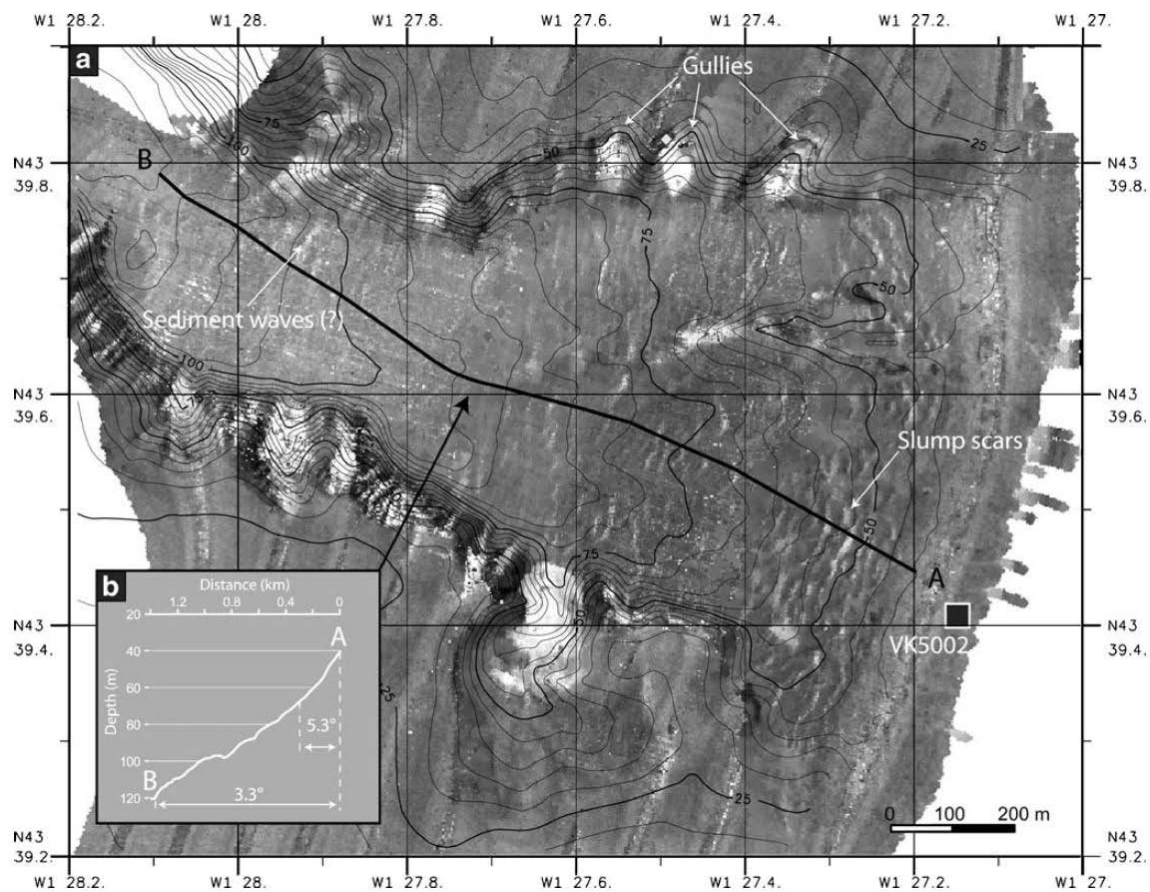


Figure I.47 : a) Carte d'imagerie acoustique issue de la mission ITSAS 5 (EM1000), et des isobathes issues de la bathymétrie. Les tons clairs indiquent une forte rétrodiffusion et les tons sombre une faible rétrodiffusion. B) profil de pente le long du transect A-B montrant la corrélation entre les cicatrices (*Slump scars*) et la pente.

CHAPITRE II : Matériel et méthodes

I. Généralités

I.1. Origine des données

Cette thèse repose sur les nouvelles données (Tableau II.1) acquises lors des missions GOUFHEAD (« Haliotis », 2009), BERTHOIS (« Zodiac EPOC », 2010), SEDYMAQ 2 (« Thalia », 2010), SEDYMAQ 3 (« Thalia », 2012) et PROTEVS DUNE (« Beaupré », 2013) et complétées par d'anciennes données prélevées durant les missions FASEC 84 (« Côte d'Aquitaine », 1984), GEODEP 3 (1989), ITSAS 1 (« Le Suroît », 1998), ITSAS 5 (« Thalia », 2001), PROSECAN IV (« Thalia », 2007) et ECORS (2007).

Les campagnes d'acquisition se sont focalisées sur deux zones particulières : le plateau continental aquitain et le Canyon de Capbreton. Dans le cadre de ce travail (Figure II.1), une étude détaillée a été réalisée sur la zone dite de « La Salie » (154 km²) et la zone de la tête du Canyon de Capbreton (6 km²).

Tableau II.1 : Récapitulatif des données traitées dans cette étude

Année	Mois	Campagne (Navire - Responsable)	Système de positionnement	Sondeur multifaisceaux, avec résolution	Sonar latéral	Sondeur Sédiment	Prélèvements
1984	Juillet	FASEC 84 (Côte d'Aquitaine - IGBA)	SYLEDIS		Sonar latéral		
1989	Octobre	GEODEP 3 (IGBA/IFREMER)	TORAN				Vibrocarottes
1998	Août	ITSAS 1 (Suroît - P. Cirac/DGO & F. Bourillet/IFREMER)	RTK-DGPS	EM1000, 5 m		Chirp	
2001	Mai	ITSAS 5 (Thalia - P. Cirac/EPOC)	RTK-DGPS	EM1000, 5 m			
2007	Avril/Mai	PROSECAN IV (Thalia - P. Cirac/EPOC)	RTK-DGPS				Carottes Kullenberg
2007	Juin	ECORS (T. Garlan/SHOM)		EM3002, 0,2 m			
2009	Août	GOUFHEAD (Haliotis - H. Gillet/EPOC)	RTK-DGPS	Geoswath, 0,5 m			
2010	Avril	BERTHOIS (H. Gillet/EPOC)	GPS				Cône Berthois
2010	Juin	SEDYMAQ 2 (Thalia - H. Gillet/EPOC)	RTK-DGPS	EM1000, 5 m	KLEIN SYSTEM 3000	2,5 kHz	Bennes Shipek
2012	Juin	SEDYMAQ 3 (Thalia - H. Gillet/EPOC)	RTK-DGPS	EM2040, 1,5 m	KLEIN SYSTEM 3000		Bennes Shipek
2013	Septembre	PROTEVS DUNE (Beaupré - Beaupré - T. Garlan/SHOM)	RTK-DGPS	EM1002, 1 m		SBP 120	

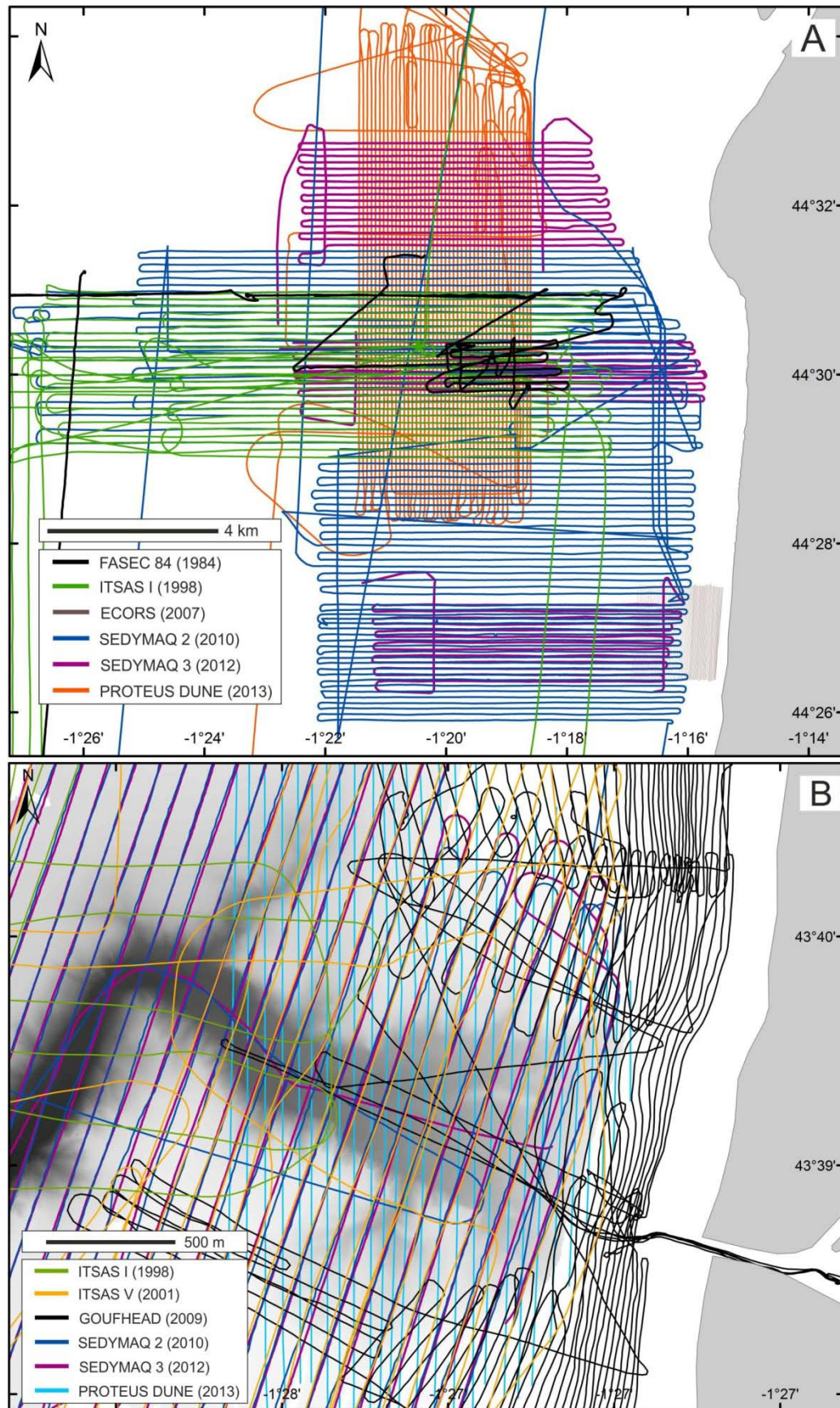


Figure II.1 : Carte regroupant les navigations de l'ensemble des missions : A) sur la zone de La Salie-Biscarrosse et B) sur la tête du Canyon de Capbreton.

L'étude des données, même de grande qualité, seraient irréalisable sans un positionnement fiable. Grâce au système SYLEDIS ou TORAN, le positionnement des navires était relativement précis avec une marge d'erreur inférieure à 1-3 m (Arbouille, 1987a ; Faÿ, 1988). C'est le cas des missions FASEC 84 (1984) et GEODEP 3 (1989). Actuellement, les systèmes les plus répandus sont le GPS différentiel (DGPS) avec une précision de l'ordre du mètre avec le mode de traitement « RTK » (*Real Time Kinematic*) avec une précision de l'ordre du centimètre. Le DGPS est basé sur la mesure de différences entre la position d'une station de référence et une application. Le RTK repose sur la mesure de phase des ondes porteuses, et nécessite également une station de référence. Pour une localisation de précision, ces deux systèmes de positionnement sont mis en œuvre de manière conjointe lors de l'ensemble des autres missions de notre étude.

II. Les outils d'investigation acoustique

II.1. Les sondeurs multifaisceaux

Les données bathymétriques de 1998 (ITSAS 1), 2001 (ITSAS 5) et 2010 (SEDYMAQ 2) ont été acquises avec le sondeur multifaisceaux EM1000, les données de 2009 (GOUFHEAD) avec le sondeur multifaisceaux Geoswath, les données de 2012 (SEDYMAQ 3) avec le sondeur multifaisceaux EM2040 et les données de 2013 (PROTEVS DUNE) avec le sondeur multifaisceaux EM1002.

Les sondeurs multifaisceaux (SMF) sont des systèmes acoustiques fixés sous la coque du bateau qui permettent d'obtenir selon la technique dite des faisceaux croisés des relevés topographiques du relief sous-marin (bathymétrie) et des images de la réflectivité du fond (imagerie). Les mesures s'effectuent selon un éventail de faisceaux élémentaires directifs qui permettent de récupérer, à partir d'un seul signal émis, plusieurs échos du fond disposés sur une ligne transversale à la route du navire. Le temps de propagation des ondes fournit l'information bathymétrique, tandis que l'énergie renvoyée par le fond permet de générer une image de réflectivité. Les valeurs de réflectivité acquises dépendent de l'amplitude du signal réfléchi et donc à la fois de la topographie locale et des caractéristiques physiques des sédiments. Les travaux d'Unterseh (1999) ont mis en évidence la complexité de l'interprétation de l'imagerie. Dans certains cas, des fonds de nature différente peuvent présenter une réflectivité acoustique équivalente. Une calibration par prélèvements est donc nécessaire afin de confirmer toute interprétation. Les caractéristiques techniques de ces

sondeurs, tirées de la documentation en ligne du site web de l'Ifremer et du site web du constructeur sont détaillées en annexe I.

II.2. Le sondeur de sédiments

Le fonctionnement du sondeur de sédiments repose sur le principe de la sismique réflexion. La sismique réflexion permet l'étude de la profondeur, de l'épaisseur et de l'agencement des couches sédimentaires du sous-sol à partir d'ondes acoustiques créées artificiellement à la surface de la colonne d'eau. Ces ondes acoustiques émises en surface vont être réfléchies à l'interface entre deux milieux d'impédances différentes (impédance = vitesse des ondes x densité du milieu traversé), l'écho produit va ensuite être enregistré en surface. Les signaux ainsi enregistrés (traces sismiques) sont juxtaposés pour former un profil sismique (coupe-temps) où l'axe vertical correspond aux temps de trajet aller-retour des ondes et exprimées en ms « temps double » (*Two Way Travel Time, TWTT*). La résolution de la sismique est définie par la fréquence des ondes émises. Plus la fréquence est élevée, plus la pénétration du signal est faible et plus la résolution est bonne.

Le sondeur de sédiment THR 2,5 kHz (mission « SEDYMAQ 2 », 2010) émet un signal haute fréquence (centre sur 2,5 kHz) qui pénètre dans le sédiment et fournit une résolution verticale de l'ordre de 0,5 ms temps double. La pénétration est réduite à l'ordre de quelques mètres. Dans le cadre de cette étude, environ 500 km de profils sondeurs 2,5 kHz ont été analysés.

Le sondeur SBP120 (mission « PROTEVS DUNE », 2013) émet des ondes à très haute fréquence, autorisant ainsi une très haute résolution en surface. La résolution verticale est de l'ordre de 0,2 ms temps double pour une modulation de fréquence de 2,5 à 7 KHz (Chirp) soit une distance inférieure à 0,2 m (pour une vitesse de 1500 m/s ; Pacault *et al.*, 2004). Dans le cadre de cette étude, environ 400 km de profils sondeurs SBP120 ont été analysés.

II.3. Le sonar latéral

Le sonar latéral a pour fonction d'acquérir des images acoustiques détaillées des fonds marins. Les sonars à balayage latéral sont des systèmes acoustiques de type émetteur-récepteur ultrasons que l'on remorque dans un corps fuselé appelé « poisson » qui utilise les propriétés de rétrodiffusion acoustique des fonds marins en fonction de l'angle d'incidence. Les variations de faciès acoustique correspondent essentiellement à des changements dans la nature lithologique du fond.

Un effet très intéressant est celui de formation des "ombres" portées sur le fond. Un obstacle de dimension suffisante va intercepter une partie du secteur angulaire vertical émis, et donc interdire la rétrodiffusion par le fond au cours des instants normalement associés à ces angles ; l'écho reçu va donc être de très faible niveau pendant une durée dépendant de l'angle de rasance et de la hauteur de l'objet masquant. Ceci va se traduire par l'apparition sur l'image sonar d'une « ombre » de forme correspondant à celle de l'objet, et dont l'analyse permettra une estimation de la taille et de la forme de ce dernier (détails sur le site <http://www.ifremer.fr/>).

Le Sonar latéral KLEIN SYSTEM 3000 a été utilisé lors des missions SEDYMAQ 2 et SEDYMAQ 3 sur la zone de La Salie-Biscarrosse uniquement (la qualité des données testé pendant la mission PROSECAN IV sur la tête de canyon étant trop faible). Il a permis l'acquisition de 140 profils couvrant une surface totale de 160 km² et précisé les faciès reconnus à l'imagerie.

III. Les outils de prélèvement

Quatre types de prélèvements sont utilisés dans notre étude. Les carottes issues de la mission GEODEP 3 (1989) ont été collectées à l'aide d'un vibrocarottier tandis que les carottes issues de la mission PROSECAN IV (2007) ont été collectées à l'aide d'un carottier Küllenberg. Des cônes Berthois ont été collectés pendant la mission BERTHOIS en 2010 et des bennes Shipeck pendant les missions SEDYMAQ 2 (2010) et SEDYMAQ 3 (2012) (Figure II.2). Au total 176 bennes et 11 carottes ont été analysées dans le cadre de ce travail (annexe I).

III.1. Le carottier de type Küllenberg

Le carottier de type Küllenberg permet le prélèvement sur la verticale de sédiments et leur conservation dans l'ordre dans lequel ils se sont déposés au fond.

Le carottier Küllenberg se compose :

- d'un tube en acier de 60 ou 100 mm de diamètre interne dans lequel est insérée une gaine PVC qui reçoit les sédiments et permet leur récupération. Sur les navires océanographiques de l'Ifremer, la longueur du tube en acier varie de quelques mètres à un maximum de 30 m ;

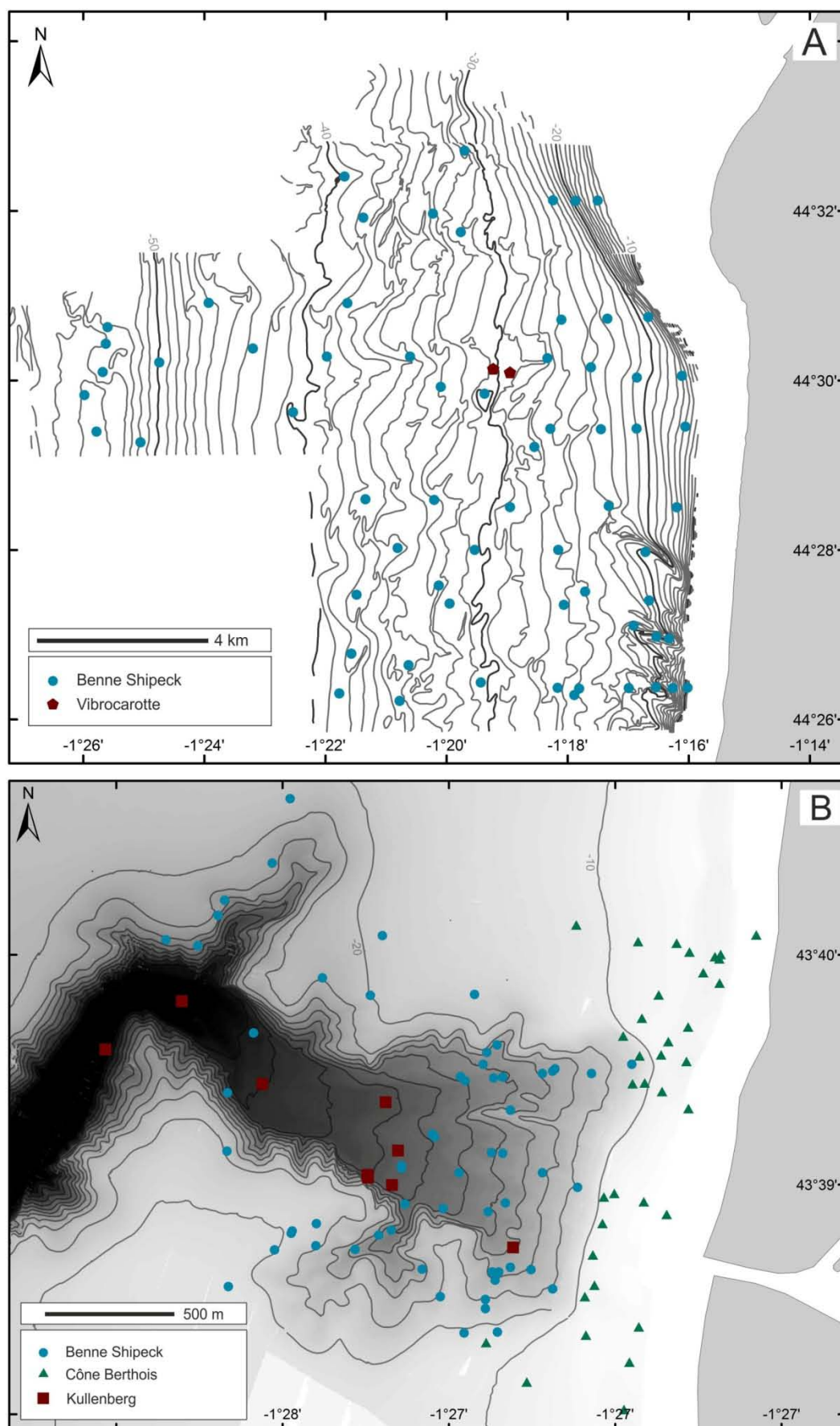


Figure II.2 : Carte regroupant les prélèvements de l'ensemble des missions : A) sur la zone de La Salie-Biscarrosse et B) sur la tête du Canyon de Capbreton.

- d'un lest de 800 à 1000 kg qui surmonte le tube ;
- d'un système de largage de l'ensemble lest/tube contrôlé par un bras de déclenchement auquel est relié un carottier « pilote » de 60 ou 100 mm de diamètre et de 1 m de long.

Le carottier, suspendu à un câble, est descendu à travers la colonne d'eau lorsque le navire est en station. Au cours de la descente, il est précédé de quelques mètres par le carottier pilote (Figure II.3). Ce dernier atteint le fond le premier et, par l'intermédiaire du bras de déclenchement, actionne le largage. La présence du lest permet au carottier d'acquérir une énergie cinétique suffisante à son enfoncement dans le sédiment. A l'intérieur du tube, un piston provoque une dépression à la partie supérieure des sédiments et favorise ainsi la pénétration du carottier par effet d'aspiration de la colonne sédimentaire. Le carottier est ensuite arraché du sédiment par l'intermédiaire du câble. À la base du tube, la « peau d'orange », système constitué de fines lamelles souples d'acier recourbées vers le haut, retient les sédiments les plus cohésifs dans l'ogive au cours de la remontée. Ce système n'empêche pas les sédiments peu cohésifs, tels que les sables, d'être lessivés et souvent perdus avant que le carottier n'ait été ramené à bord du navire. Le carottier Küllenberg est très efficace pour le prélèvement des sédiments fins (argiles et silts) mais de nombreuses améliorations techniques seraient souhaitables afin d'améliorer le prélèvement des sables. L'effet d'aspiration provoqué par le piston engendre parfois une déformation des niveaux les plus grossiers pouvant aller jusqu'à leur fluage complet sur toute la longueur du tube. Ces déformations ne sont pas linéaires et peuvent affecter des niveaux à différentes profondeurs dans la carotte. Les déformations les plus importantes sont observées dans les sédiments non compactés du sommet et dans les niveaux sableux (détails sur le site <http://www.shom.fr/>).

Pour ce travail, 9 carottages Küllenberg prélevés dans la tête du Canyon de Capbreton ont été étudiés (annexe I ; tableau 2).

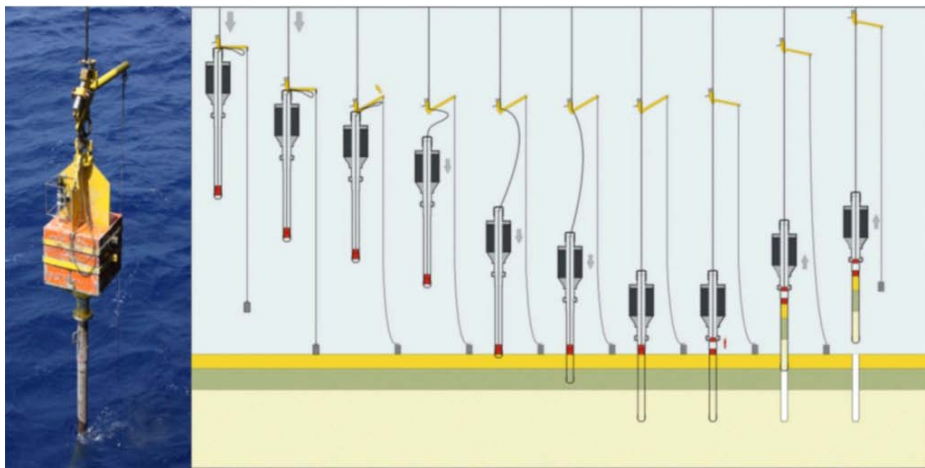


Figure II.3 : Principe du carottage à l'aide d'un carottier à piston de type Küllenberg (SHOM).

III.2. Le vibrocarottier

Le vibrocarottier (GEODEP 3 ; Figure II.4-A) utilise le principe de la vibration ou de la percussion, qui permet à un bloc-moteur de coulisser le long de mâts en enfonçant un tube en aluminium dont il est solidaire. Les vibrations sont provoquées par un moteur électrique entraînant deux balourds excentrés et synchrones. La percussion est produite par un moteur à air comprimé. La longueur du tube est de 5 m, son diamètre de 75 mm, et l'ensemble à un poids d'environ 800 kg (détails sur le site <http://www.ifremer.fr/>).

Pour ce travail, 2 vibrocarottages prélevés sur le plateau interne, au niveau de la zone de « La Salie-Biscarrosse » ont été étudiés (annexe I ; tableau 3).

III.3. Le cône Berthois

Le cône Berthois (Figure II.4-B) permet de « draguer » les sédiments superficiels par petit fond (< 20 m).

D'une utilisation très simple (depuis un petit bateau, type Zodiac), il est tracté sur le fond pour récupérer un échantillon. Le déploiement du cône depuis le bateau permet de laisser un angle suffisamment faible entre la corde de traction et le fond. Quand l'opérateur estime que le cône est plein, il le fait remonter à bord en relevant le boot de traction. C'est une technique qui permet une bonne flexibilité concernant la programmation de la mission, mais réservé aux petits fonds et incertain sur le point exact de prélèvement. Pour ce travail, 36 cônes Berthois prélevés sur la plage sous-marine à l'entrée du Canyon de Capbreton ont été étudiés (annexe I ; tableau 4).



Figure II.4 : Photographie: A) du vibrocarottier. Crédit photo : IFREMER; B) du cône Berthois. Crédit photo : G. Raccasi; C) et de la benne Shipeck. Crédit photo : SHOM.

III.4. La benne Shipeck

La benne Shipeck (Figure II.4-C) est elle aussi un instrument de prélèvement ponctuel de sédiments. Elle permet de ramener une quantité suffisante de sédiments (quelques centaines de grammes) pour effectuer des analyses granulométriques en laboratoire. La surface ainsi échantillonnée est d'environ 4 dm². Légère (60 kg), la benne Shipeck est composée de deux parties : 1) le contrepoids, le système de déclenchement et les deux puissants ressorts appartiennent à la partie supérieure fixe, 2) un godet semi-cylindrique articulé, qui pivote autour d'un axe horizontal sous l'action des ressorts. Au contact du fond, le contrepoids tombe sur le système de déclenchement et entraîne la rotation de la mâchoire et la fermeture de la benne. Le sédiment ainsi piégé est peu perturbé et non lessivé. Il donne lieu à une première interprétation visuelle. (Détails sur le site <http://www.shom.fr/>).

Pour ce travail, nous avons prélevé et étudié respectivement 64 bennes sur le plateau interne, au niveau de la zone de « La Salie-Biscarrosse » (annexe I ; tableau 5), et 61 bennes dans la tête du Canyon de Capbreton (annexe I ; tableau 6).

IV. Les méthodes d'analyses

IV.1. Traitement des données acoustiques

IV.1.1. Le logiciel CARAÏBES

Le logiciel CARAÏBES (CARtographie Appliquée à l'Imagerie et la BathymétriE des Sonars et sondeurs multifaisceaux) est le système Ifremer de traitement des données de bathymétrie et d'imagerie des sondeurs multifaisceaux et des sonars latéraux. Ces modules peuvent être exécutés à la suite grâce à un éditeur de chaînes de traitements, les sorties d'un traitement alimentant le traitement suivant.

Mis à part les données de la mission PROTEVS DUNE (EM1002), dont les données ont été traitées à bord du « Beautemps Beupré » par le SHOM, les données ont été traitées à l'Université de Bordeaux. Les données brutes ont été corrigées de la marée, des variations de célérité ainsi que des mouvements du bateau (centrale inertielle). Un filtrage manuel des sondes bathymétriques aberrantes a également été réalisé sur les jeux de données. Les chaînes de traitements appliquées aux données EM1000, GEOSWATH et EM2040 sont détaillées en annexe I.

IV.1.2. Le logiciel SonarScope

SonarScope est un logiciel qui propose diverses fonctionnalités de traitement dans le domaine de l'acoustique sous-marine appliquée à la cartographie des fonds marins. Il permet le traitement des données de bathymétrie et de réflectivité acoustique en complément du logiciel CARAÏBES.

Dans notre étude, SonarScope a permis de compenser le signal de réflectivité acoustique (sonar latéral et SMF), en fonction notamment des angles et des secteurs d'émissions ainsi que des numéros de faisceaux (Hanquiez, 2013).

IV.1.3. Le sondeur sédiment SBP120 et 2,5 kHz

Du fait de la très faible pénétration des ondes acoustiques du sondeur de sédiments (SBP 120 et 2,5 kHz) et de la nature particulière du substrat dans notre étude (sable et gravier), les règles standards d'interprétation sismique (stratigraphie sismique, analyse de la terminaison des réflecteurs, identification de séquences sismiques ; Vail *et al.*, 1977) n'ont pu être appliquées à la lettre. Bien que quelques réflecteurs (et terminaisons associées) aient pu être identifiés, nous nous sommes essentiellement basés sur l'identification de faciès sismiques interprétés en termes de nature des sédiments (écho-faciès : sable vs gravier).

(1) L'interprétation des données sismiques du SBP120 et tout particulièrement le tracé des horizons et unités associées a été fait à l'aide du logiciel Kingdom Suite (Licence : EDU program).

(2) Le traitement des profils sismiques issus du sondeur de sédiments 2,5 kHz (SEDYMAQ 2) a été réalisé à l'aide d'un programme élaboré sous Matlab (A. Pacault, Ifremer ; V. Marieu, EPOC ; A. Schimtt, Stage Master 1). Ce programme a permis d'effectuer une filtration de la houle sur les profils sismiques et d'en rendre l'interprétation possible. La méthode est détaillée en annexe I.

Outre ce traitement d'atténuation de l'effet de houle, les « flows » de traitement standard de ces données incluaient également :

- un filtrage en fréquence (Filtre pass-band entre 1500 et 4000 kHz);
- l'application d'un AGC (*Automatic gain control*): Ce traitement consiste en une amplification du signal. La valeur d'amplification appliquée est ici contrôlée automatiquement. Ce « gain » permet de compenser la perte d'énergie due à la pénétration du signal dans le sous-sol;
- correction de divergence sphérique.

IV.1.4. Le logiciel ArcGis

ArcGis est un Système d'Information Géographique (SIG) édité par ESRI (*Environmental System Research Institute*), permettant la gestion de données géoréférencées, la mise en place de traitements ainsi que la création et l'analyse de cartes.

Cet outil a été utilisé pour :

- la mise en forme des MNT, la réalisation de cartes de pentes, de profils bathymétriques et de vue 3D ;
- la visualisation et l'interprétation des données d'imagerie et de sonar latéral ;
- le géoréférencement des anciennes mosaïques sonar (1984) ;
- la numérisation des cartes de répartition sédimentaire et de faciès acoustiques, ainsi que des cartes en isopaques des unités sismiques superficielles ;
- l'analyse de l'évolution temporelle par comparaison des faciès acoustiques (La Salie-Biscarrosse) et de la bathymétrie (La Salie-Biscarrosse et la tête du Canyon de Capbreton).

L'ensemble de ces informations est archivé et constitue une base de données géoréférencées selon la projection MERCATOR liée au système géodésique WGS84.

IV.2. Protocole d'étude des données sédimentologiques

La mesure de la granularité :

L'analyse granulométrique a été effectuée à l'aide d'une série de 15 tamis de différents maillages (de 5 mm à 0,063 mm) afin d'observer la différence des distributions entre les échantillons. On obtient pour chaque échantillon le D50 (médiane) et le pourcentage de grains présents dans les différentes gammes de diamètres.

En dessous de 0,063 mm, la mesure de la taille des grains a été effectuée à l'aide d'un granulomètre laser Malvern MASTERSIZER S à l'Université de Bordeaux. Ce granulomètre basé sur le principe de la diffraction de la lumière (Mie, 1908) mesure la taille de particules comprises entre 0,05 et 878,67 μm . Les sédiments sont transportés par un fluide jusqu'à une cellule de mesure qui est traversée par des faisceaux laser. En rencontrant les particules, les faisceaux sont diffractés par les particules et des détecteurs qui permettent de calculer l'angle de diffraction. Une série d'algorithmes est alors utilisée pour interpréter les signaux en termes de distribution granulométrique. Pour que les résultats soient fiables, les particules doivent être séparées les unes des autres, ce qui implique l'utilisation d'un petit volume de sédiment et

l'élimination des agrégats (notamment pour les minéraux argileux), par traitement aux ultrasons. La nomenclature utilisée dans cette thèse est celle de (Wentworth, 1922) (Figure II.5).

Millimètres (mm)	Micromètres (μm)	Phi (ϕ)	Classification de Wentworth
4096		-12,0	Bloc
256		-8,0	Petit bloc
64		-6,0	Galet
4		-2,0	Granulé
2,00		-1,0	Sable très grossier
1,00		0,0	Sable grossier
1/2	0,50	1,0	Sable moyen
1/4	0,25	2,0	Sable fin
1/8	0,125	3,0	Sable très fin
1/16	0,0625	4,0	Silt grossier
1/32	0,031	5,0	Silt moyen
1/64	0,0156	6,0	Silt fin
1/128	0,0078	7,0	Silt très fin
1/256	0,0039	8,0	Argile
0,00006	0,06	14,0	

Figure II.5 : Classification de Wentworth (1922).

V. Modèles numériques et validation

La modélisation numérique présentée dans le chapitre V, se base sur des données issues du système PREVIMER. Le système PREVIMER (Lecornu et De Roeck, 2009) est un projet partenarial d'Océanographie Côtière Opérationnelle identifié au sein du Contrat de Projets État Région Bretagne qui a pour objectif de construire et mettre en ligne sur le site www.previmer.org un système d'informations et de prévisions multi-échelles sur les façades métropolitaines françaises. Il fournit en particulier, sur le plateau continental aquitain, les prévisions de courants, calculées à partir du modèle MARS utilisé en version 2D et les prévisions de vagues, calculées à partir du modèle WAVEWATCH III (Figure II.6).

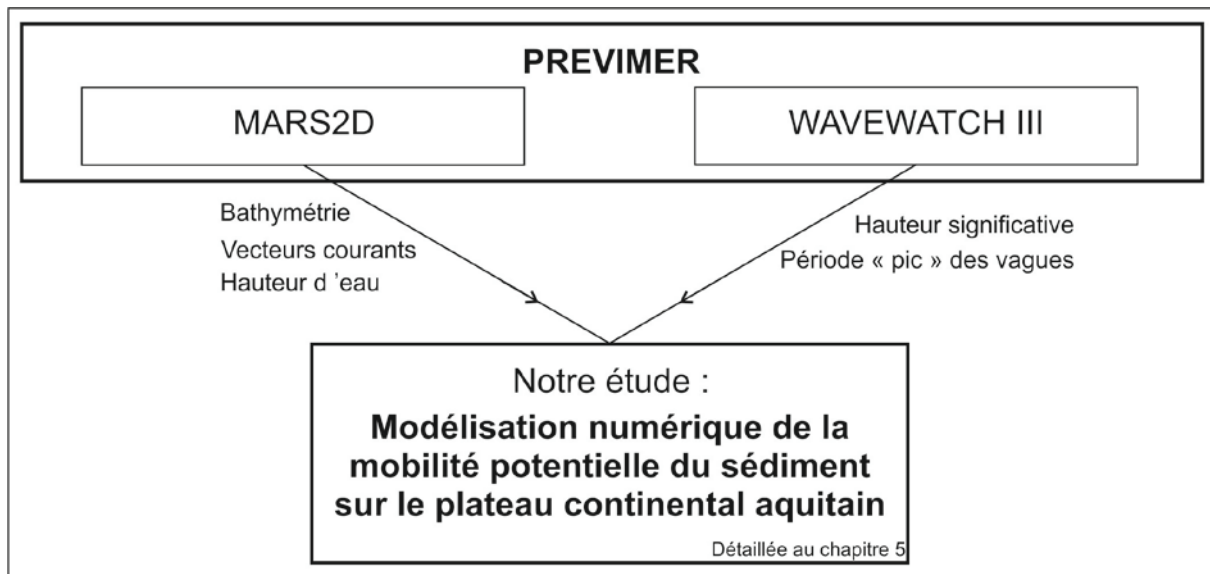


Figure II.6 : Diagramme de la chaîne de traitement pour l'étude de la mobilité potentielle du sédiment.

V.1. Modèle de vagues WAVEWATCH III

Pour cette étude, le modèle spectral WAVEWATCH III (Tolman, 2002, 2009) a été retenu pour modéliser les vagues sur le plateau continental Aquitain. Le modèle WAVEWATCH III (WW3) est développé à la NOAA/NCEP (*National Oceanic and Atmospheric Administration/ National Centers for Environment Prediction*) et fait l'objet d'une amélioration continue par le NCEP et d'autres partenaires, tels que le SHOM. La version utilisée pour la présente étude est la 3.14 (MODEL WAVEWATCH III ® NORGAS-UG - AQUITAINE-200M) avec le paramétrage de Ardhuin et al. (2010). Utilisée en opérationnel et pour des études des vagues sur le passé et le futur, elle donne actuellement les meilleurs résultats en termes de prévision de vagues sans assimilation (Bidlot, 2011).

La validation de ce modèle et en particulier la hauteur des vagues a été réalisée en utilisant des données d'altimétrie (Satellite ERS-1 ; Tolman, 2002), ou des bouées (CANDHIS ; Charles, 2012). Depuis quelques années ce modèle est largement utilisé (Ardhuin *et al.*, 2010 ; Bidlot, 2011 ; Charles *et al.*, 2012). En complément, pour notre étude, nous avons comparé les données de hauteur de vagues (Hs) issues de WW3 (PREVIMER) avec celles (h13d) issues de la bouée « Capferret » (CANDHIS ; Figure II.7).

À noter que la précision des prévisions se dégrade quand on s'approche de la côte. Sur des côtes « ouvertes » telle que la côte aquitaine les erreurs restent néanmoins faibles (source : site PREVIMER ; Paris et al., 2014).

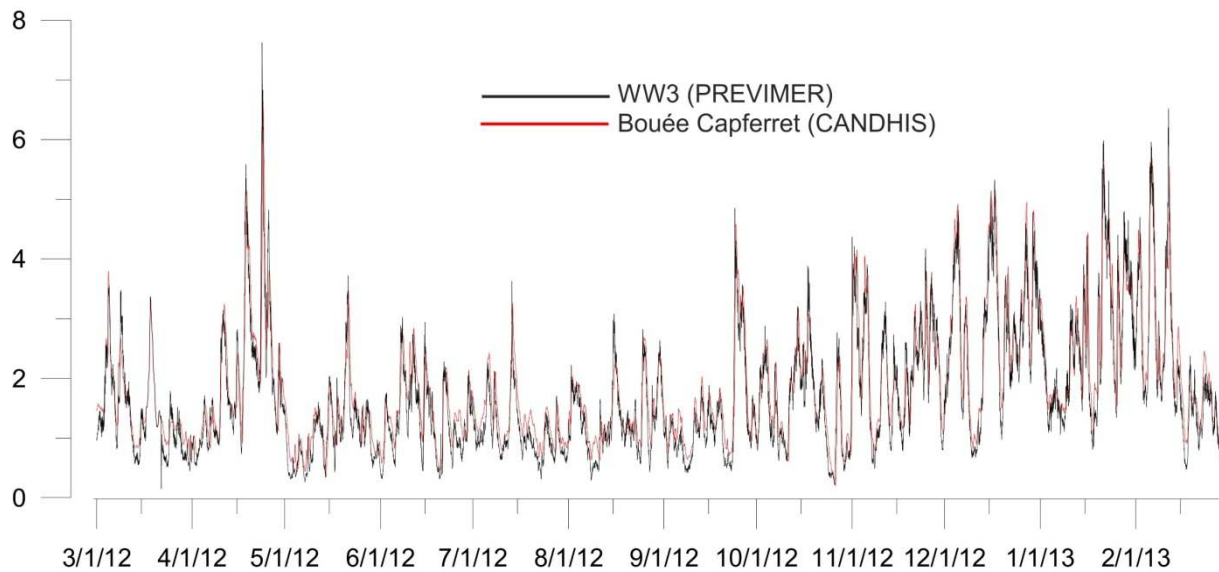


Figure II.7 : Comparaison et validation sur notre période d'étude (mars 2012 à février 2013) de la hauteur des vagues des données WW3 (PREVIMER) utilisées dans notre étude et de la bouée « Capferret » (CANDHIS).

V.2. Modèle de courant MARS2D

Le modèle MARS2D (Lazure et Dumas, 2008) est entre autres un algorithme de calcul des courants marins. La version utilisée ici est la 9.06 (zone : « Aquitaine coast »). Développé par l'IFREMER, le noyau de calcul 2D adopte une méthode en différences finies et sur un maillage régulier. MARS résout, par une méthode de différences finies sur des maillages structurés les équations classiques de la mécanique des fluides (Navier-Stokes) à trois dimensions d'espace. Ces équations expriment en tout point du domaine de calcul la conservation de la masse (équation de continuité) et la conservation de la quantité de mouvement dans les trois directions d'espace horizontales (équations dynamiques).

En 2D, le modèle calcule la courantologie (intensité et direction de courants moyens sur la verticale), les hauteurs d'eau ainsi que la dispersion-diffusion d'éléments chimiques (ou assimilés) sur le domaine défini.

Les effets météorologiques en intégrant le vent, ainsi que la pression atmosphérique à l'interface air-mer sont intégrés.

MARS2D est forcé en marée par le modèle de marée cstFRANCE, développé par le SHOM (Le Roy et Simon, 2003), qui contient 115 composantes harmoniques. À cette hauteur de marée, est ajoutée la surcote. La méthodologie de calcul des surcotes a été développée dans le cadre du projet PREVIMER phase I (Romieu et Idier, 2007).

La bathymétrie, rapportée au zéro hydrographique, est issue des MNT à 100 m SHOM-Ifremer (version 2010 ; Pineau-Guillou, 2013).

La validation a été effectuée à l'aide des données de 19 marégraphes permanents du Réseau d'Observation du Niveau de la Mer (RONIM) du SHOM (Pineau-Guillou, 2013), ou par l'utilisation d'ADCP (Lazure et Dumas, 2008).

CHAPITRE III :
Le plateau continental interne sud-aquain :
étude de la zone de « La Salie-Biscarrosse »

I. Introduction

La zone d'étude dite de « La Salie-Biscarrosse » se situe au sud des passes du Bassin d'Arcachon entre 5 à 60 m de profondeur (Figure III.1).

La première étape de notre approche est de décrire les corps sédimentaires présents en déterminant leurs caractéristiques morphologiques, sédimentaires et leur géométrie interne (grâce aux données de sismique THR).

La seconde est de comprendre leur évolution dans le temps et de discuter des forces et mécanismes qui agissent.

Pour répondre à ces objectifs, la zone d'étude a été découpée en deux sous-zones (Figure III.1) :

(1) La première zone (Figure III.2-B), la plus vaste, dite de « La Salie », se trouve sur **le plateau interne**, entre 24 et 50 m de profondeur et s'appuie sur les missions anciennes :

- FASEC 84 en 1984,
- GEODEP 3 en 1989,
- et ITSAS 1 en 1998 ;

et récentes :

- SEDYMAQ 2 en 2010 (Figure III.4 et Figure III.5),
- SEDYMAQ 3 en 2012 (Figure III.6 et Figure III.7),
- et PROTEVS DUNE en 2013 (Figure III.9 et Figure III.10).

(2) La seconde zone (Figure III.2-C), plus petite, dite de « Biscarrosse », se trouve au niveau de **la plage sous-marine et du plateau interne**, plus précisément immédiatement après la barre externe (subtidale) sur la pente dirigée vers le large, entre 5 et 24 m et s'appuie sur les missions récentes :

- ECORS en 2007 (Figure III.11),
- SEDYMAQ 2 en 2010 (Figure III.4 et Figure III.5),
- et SEDYMAQ 3 en 2012 (Figure III.8),

Ce chapitre est subdivisé en trois parties.

La première partie présente les résultats cartographiques à haute résolution. Cet ensemble de cartes de bathymétrie et d'imagerie interprétées n'est pas commenté ici, mais il sert à appuyer les descriptions et interprétations présentées dans l'article dont l'iconographie reste limitée.

La deuxième partie décrit les corps sédimentaires observés au niveau de la zone 1 (dite de « La Salie ») et leur évolution dans le temps. Les résultats sont présentés sous forme d'un article scientifique, *Dynamics of inner-shelf, multi-scale bedforms off the south Aquitaine coast over three decades (Southeast Bay of Biscay, France)*, publié dans la revue scientifique *Continental Shelf Research*.

La troisième partie, s'appuie sur la même méthodologie et décrit les corps sédimentaires et leur évolution dans le temps au niveau de la zone 2 (dite de « Biscarrosse »).

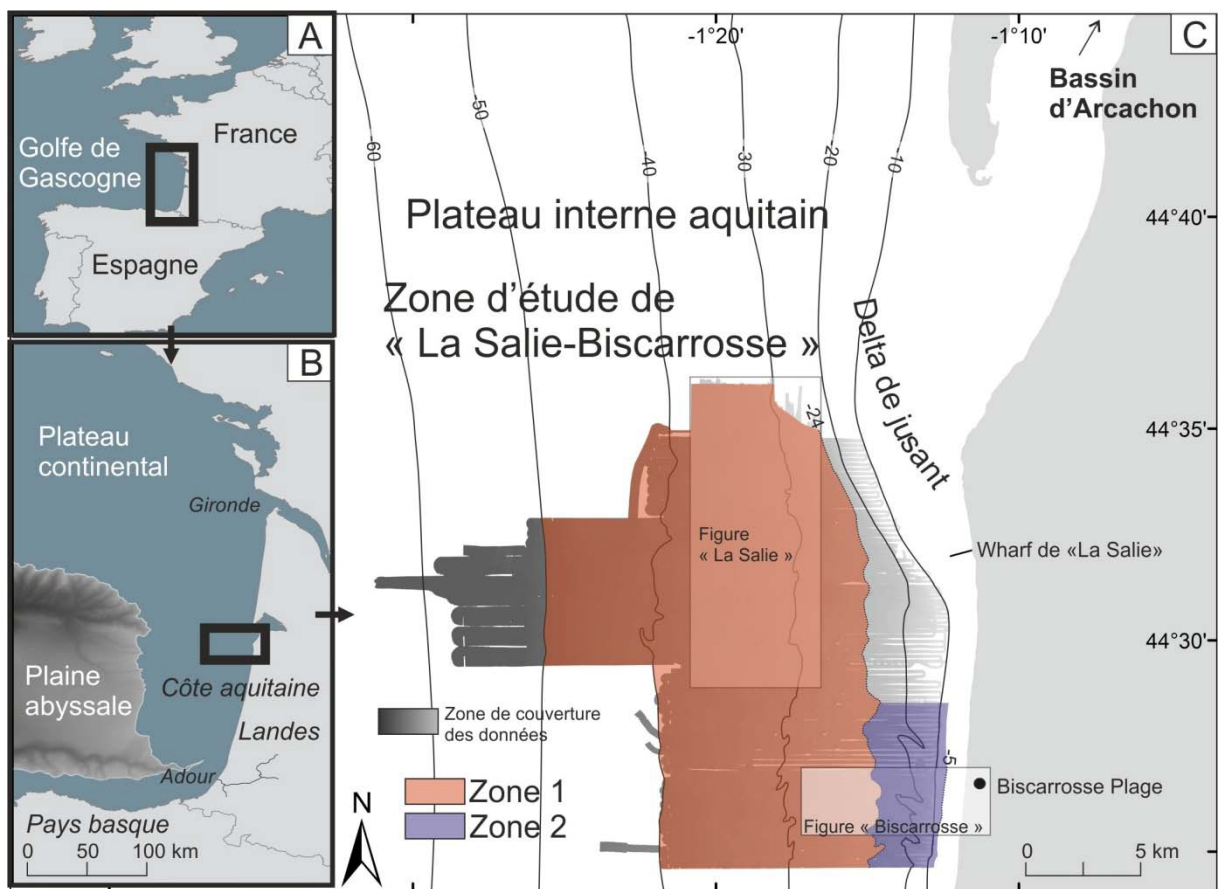


Figure III.1 : (A), (B) and (C) : Localisation de la zone d'étude de « La Salie-Biscarrosse », au niveau du plateau interne sud aquitain, au sud des passes du Bassin d'Arcachon et des zones secondaires de « La Salie » (zone 1) et de « Biscarrosse » (zone 2).

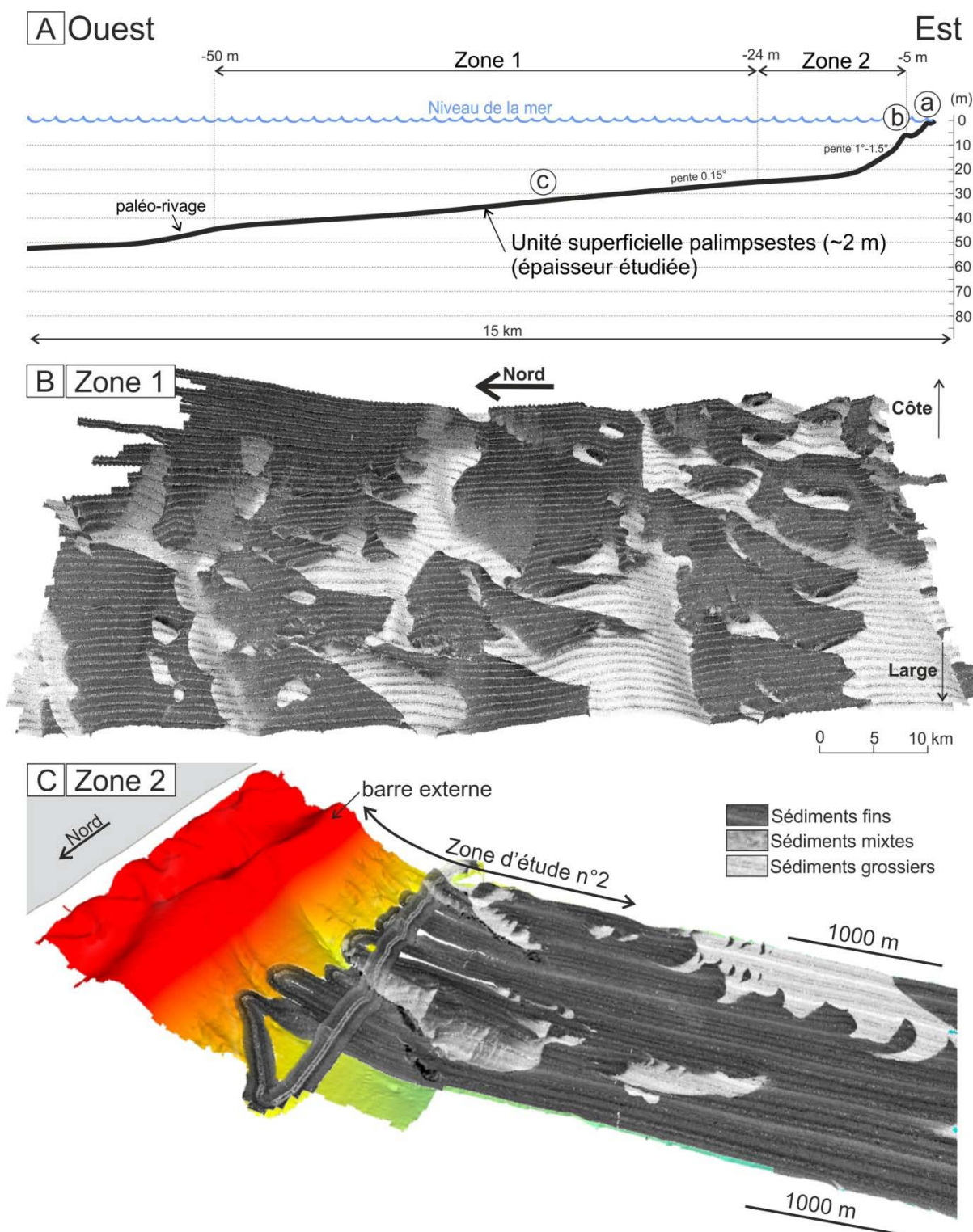


Figure III.2 : (A) : Localisation de nos deux zones d'études (Zone 1 et Zone 2) sur le profil bathymétrique sous-marin de notre zone avec (a) le système barre/baine (intertidale), (b) la barre externe (subtidale) et (c) le plateau interne. (B) : Zone 1, entre 24 et 50 m de profondeur, sur le plateau interne sud aquitain. (les données sont issues de la mission PROTEVS DUNE en 2013) (C) : Zone 2, entre 5 et 24 m de profondeur, au niveau de la plage sous-marine et du plateau interne sud aquitain. (La bathymétrie est issue de la mission ECORS en 2007 et la réflectivité de la mission SEDYMAQ 3 en 2012). La localisation des figures (B) et (C) est visible à la Figure III.1. Pour (B) et (C), la réflectivité est drapée sur la bathymétrie avec une exagération verticale de 30.

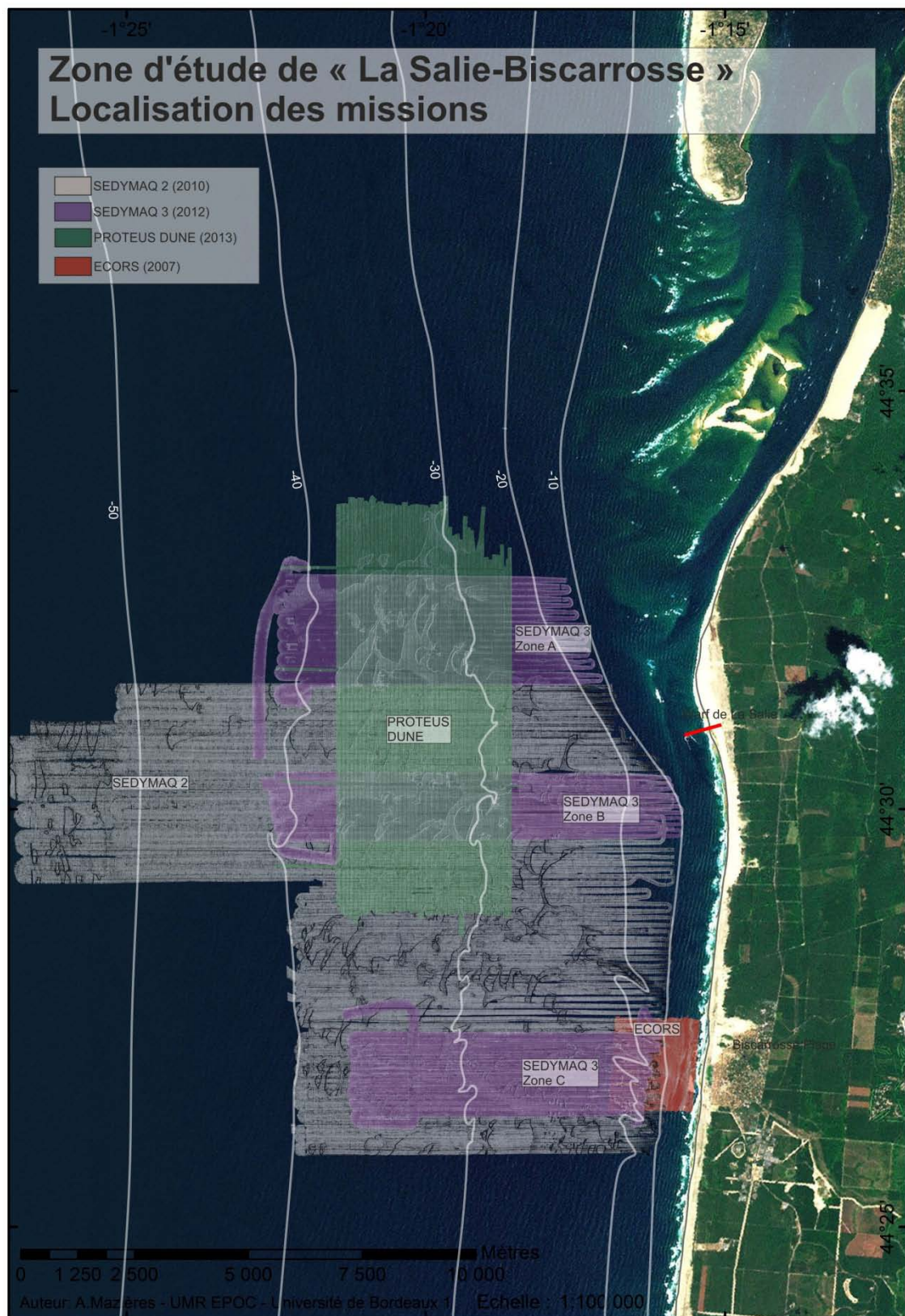


Figure III.3 : Localisation des missions récentes (2007-2013) effectuées sur la zone d'étude de « La Salie-Biscarrosse ».

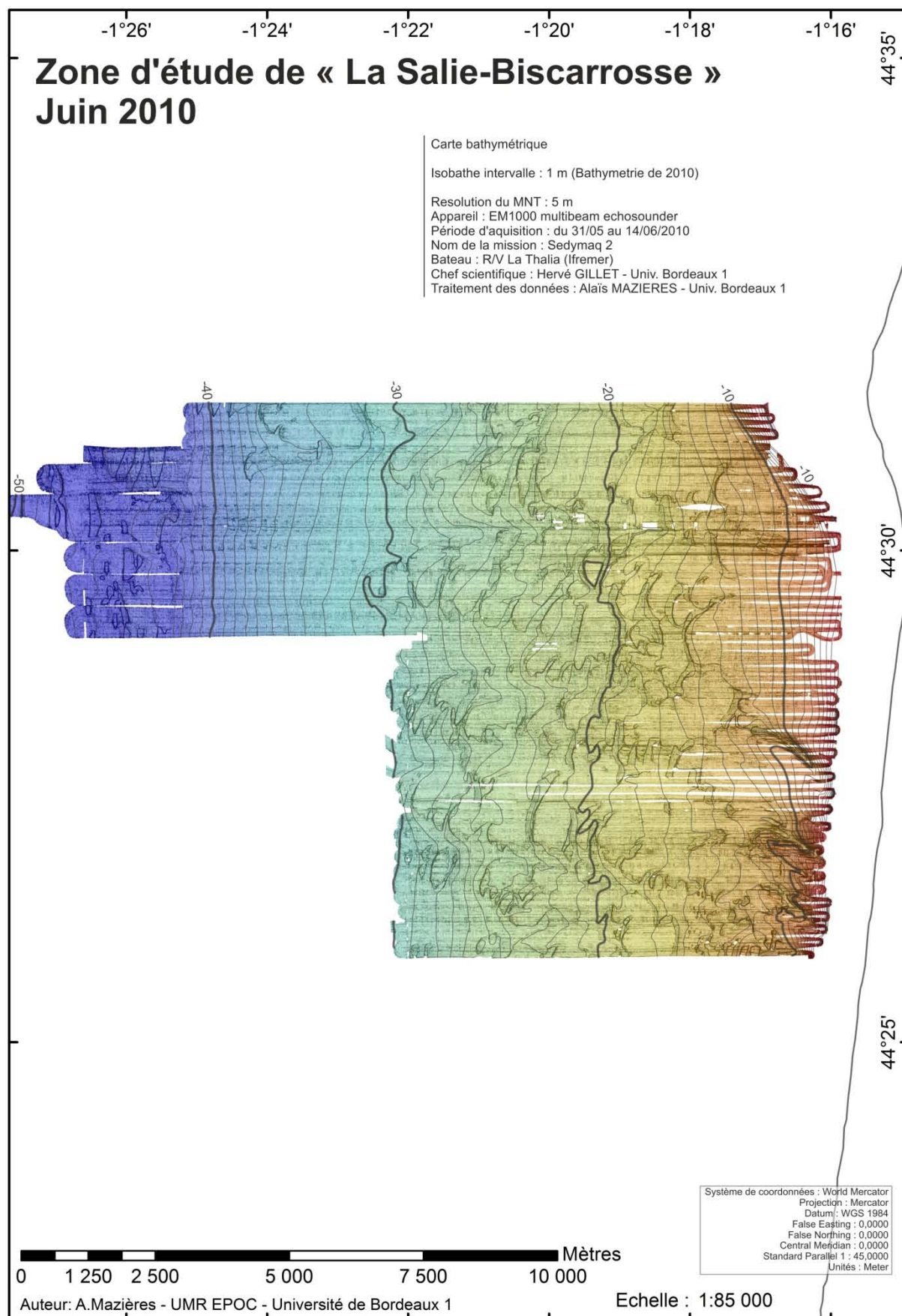
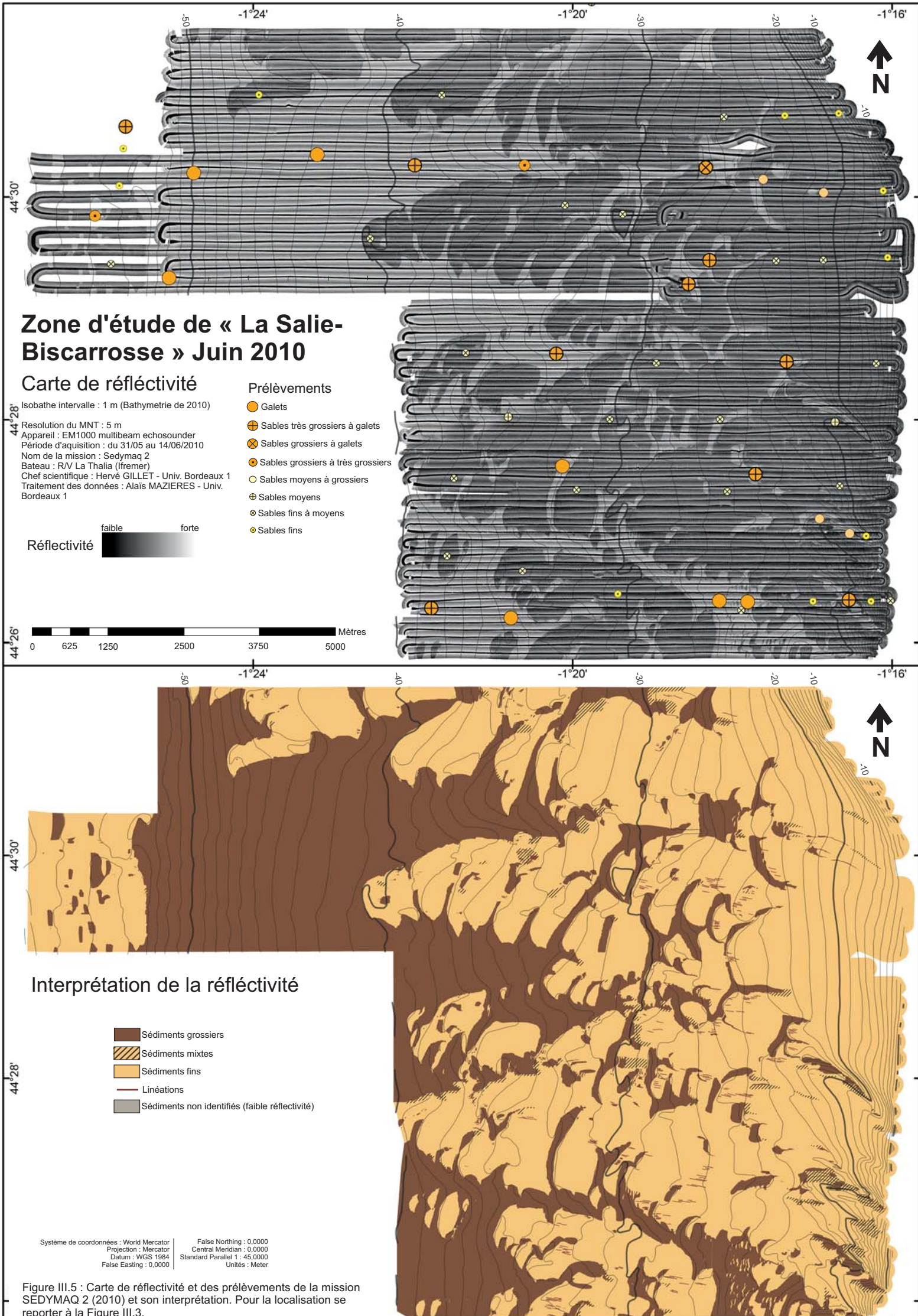


Figure III.4 : Carte bathymétrique de la mission SEDYMAQ 2 (2010). Pour la localisation se reporter à la Figure III.3.



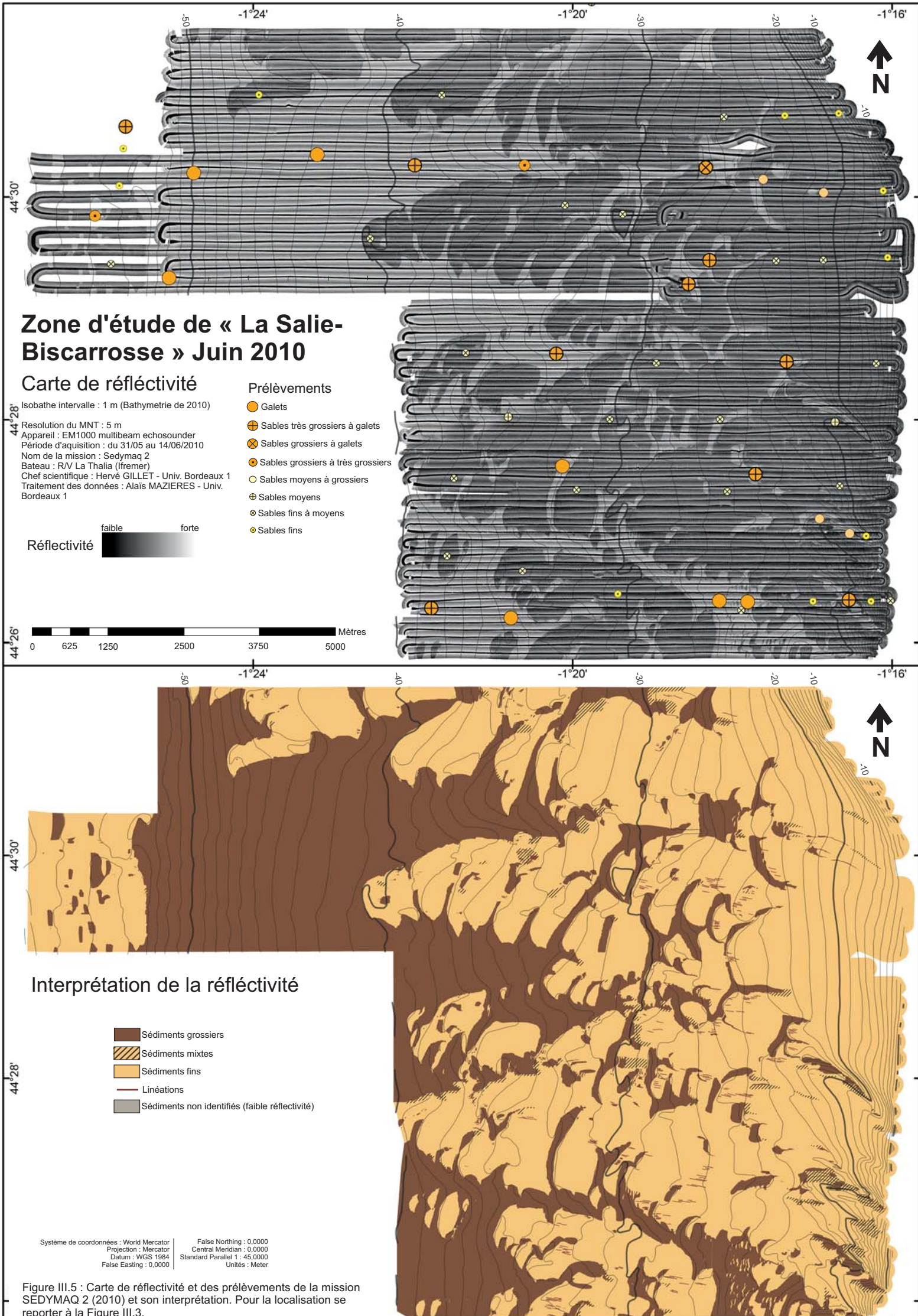


Figure III.5 : Carte de réflectivité et des prélèvements de la mission SEDYMAQ 2 (2010) et son interprétation. Pour la localisation se reporter à la Figure III.3.

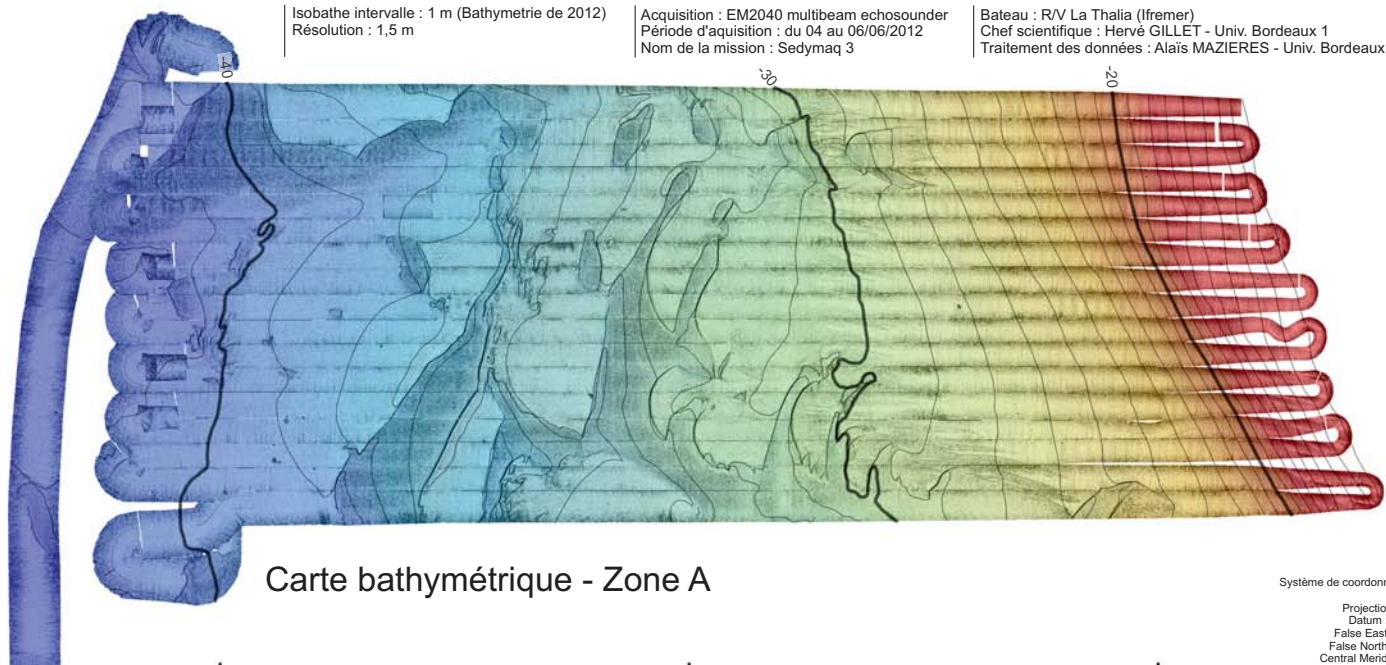
Zone d'étude de « La Salie » - Juin 2012

-1°18'

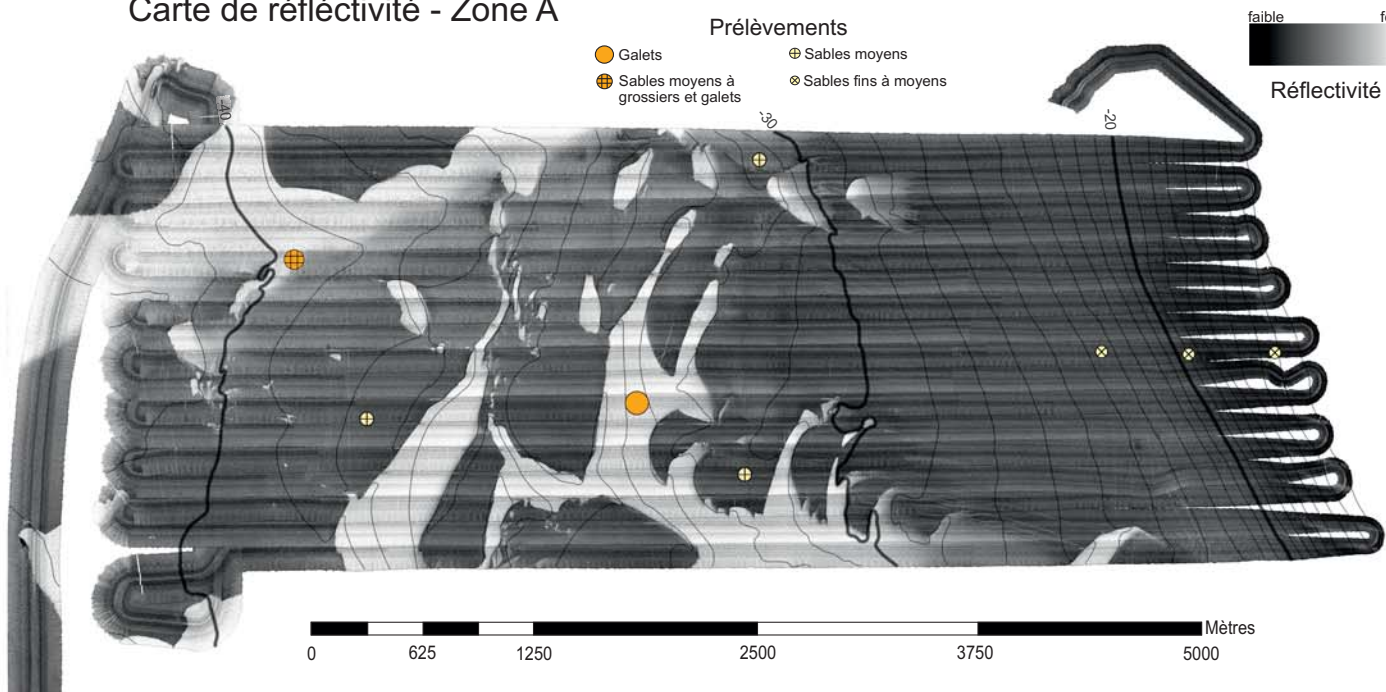
Isobathe intervalle : 1 m (Bathymetrie de 2012)
Résolution : 1,5 m

Acquisition : EM2040 multibeam echosounder
Période d'acquisition : du 04 au 06/06/2012
Nom de la mission : Sedymaq 3

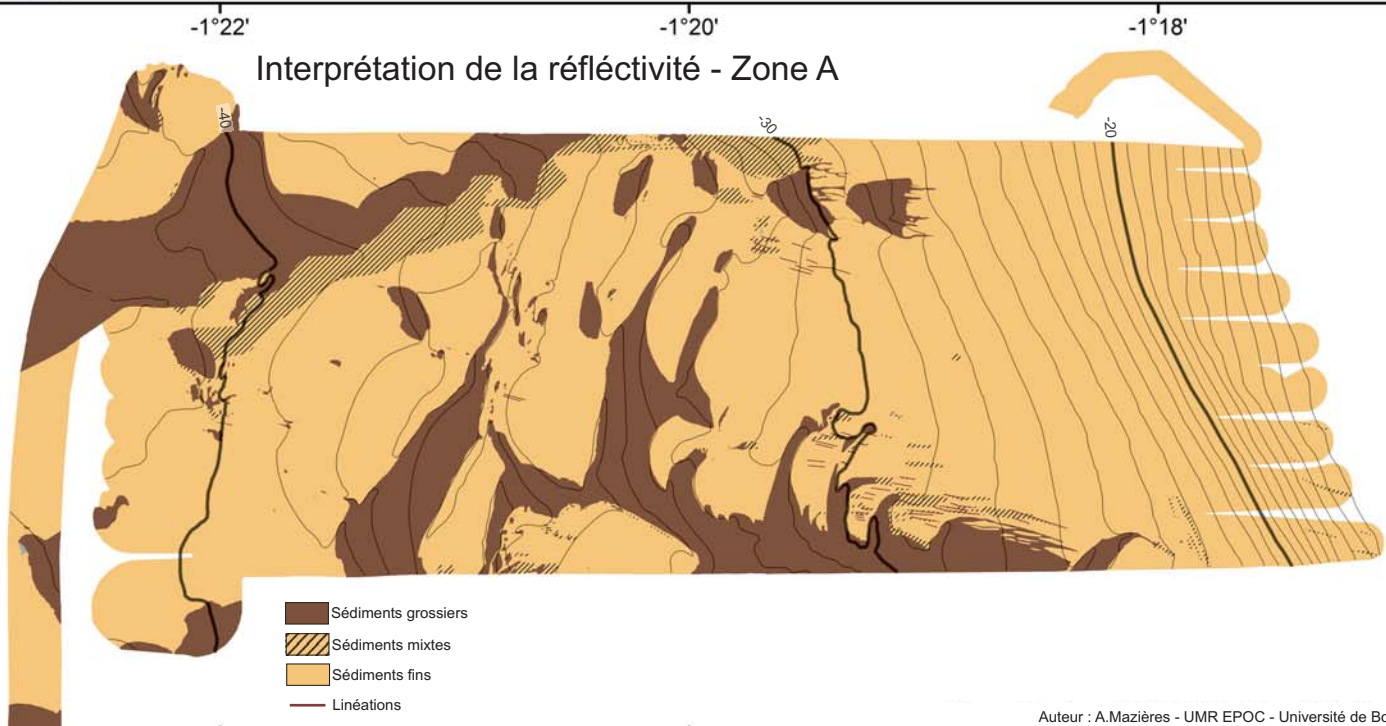
Bateau : R/V La Thalia (Ifremer)
Chef scientifique : Hervé GILLET - Univ. Bordeaux 1
Traitement des données : Alais MAZIERES - Univ. Bordeaux 1



Carte de réflectivité - Zone A



Interprétation de la réflectivité - Zone A



Auteur : A.Mazières - UMR EPOC - Université de Bordeaux 1

Figure ?? : Carte bathymétrique, de réflectivité et d'interprétation de la mission SEDYMAQ 3 en 2012 (Zone A). L'emplacement est visible à la figure ??.

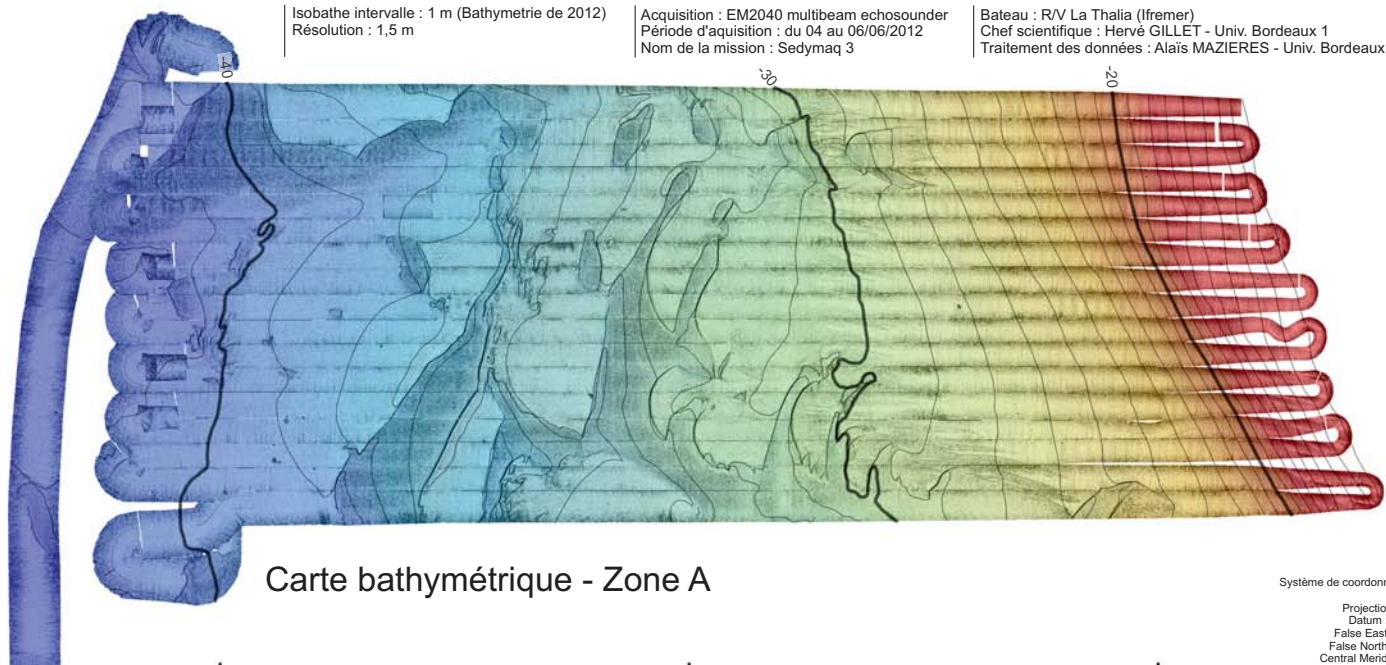
Zone d'étude de « La Salie » - Juin 2012

-1°18'

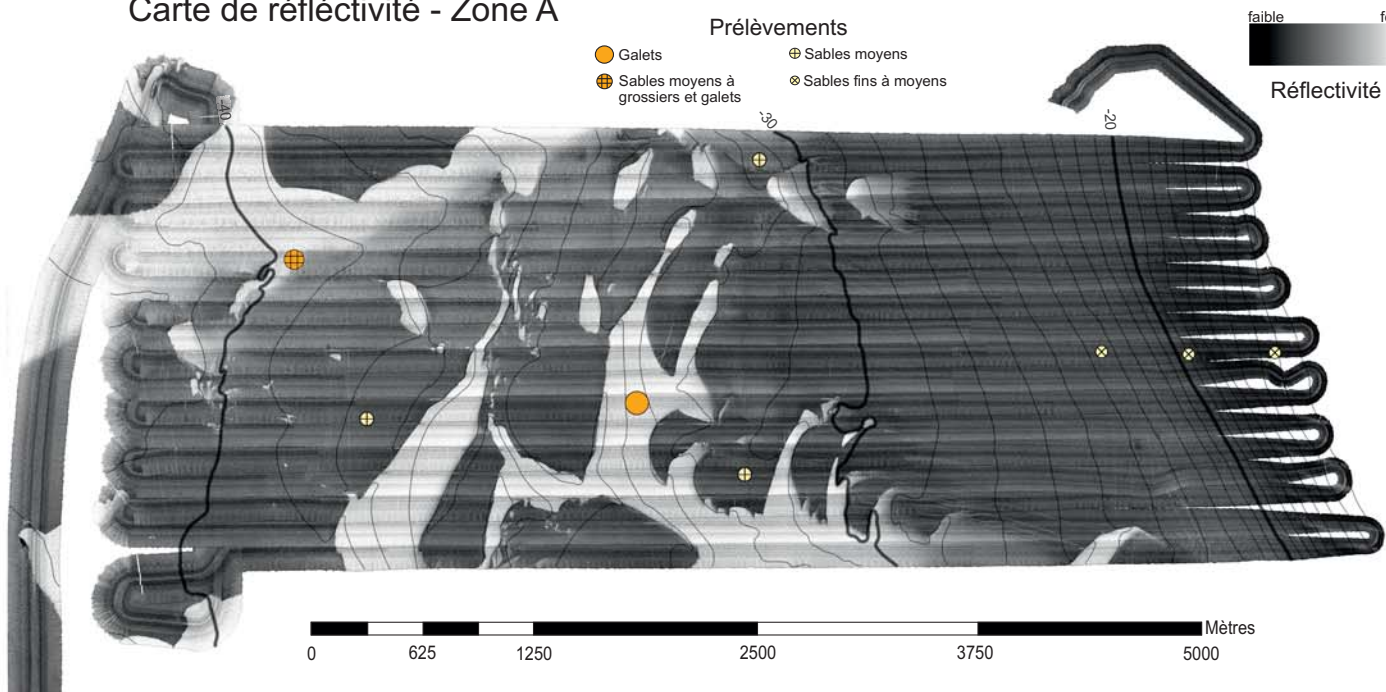
Isobathe intervalle : 1 m (Bathymetrie de 2012)
Résolution : 1,5 m

Acquisition : EM2040 multibeam echosounder
Période d'acquisition : du 04 au 06/06/2012
Nom de la mission : Sedymaq 3

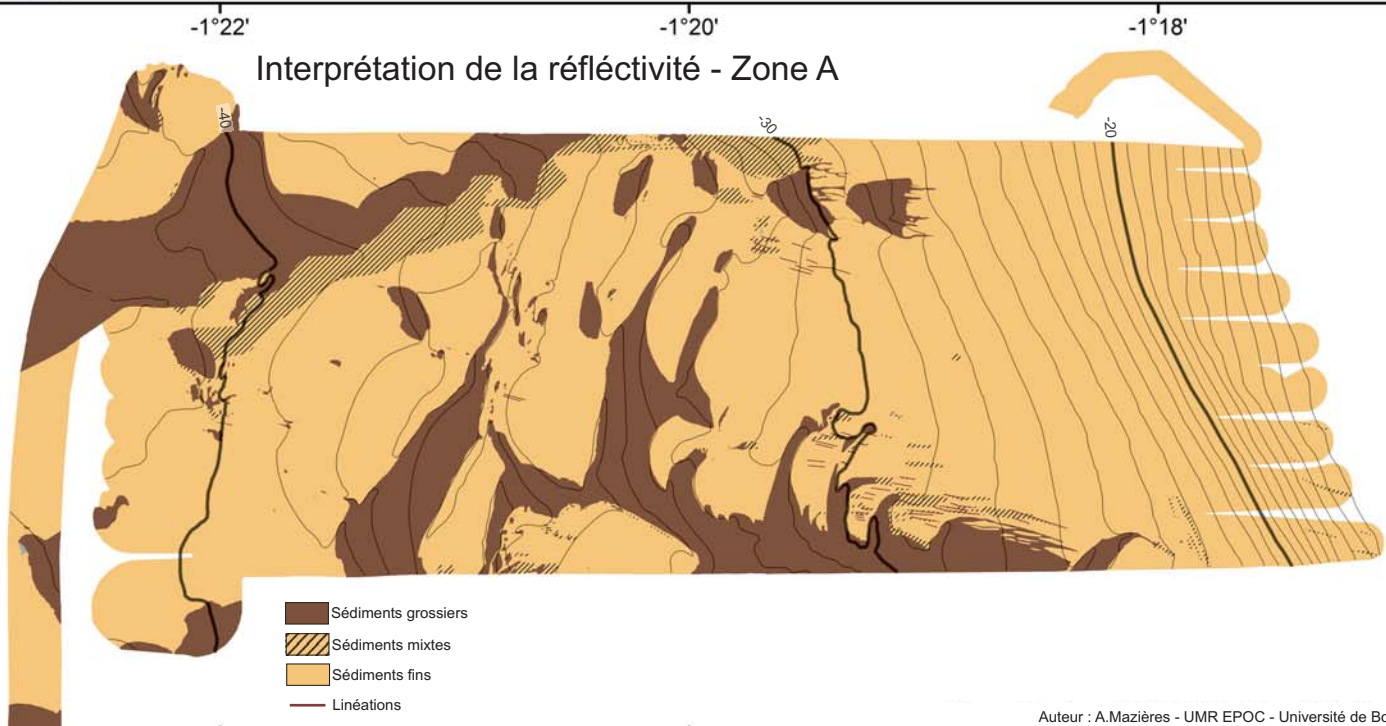
Bateau : R/V La Thalia (Ifremer)
Chef scientifique : Hervé GILLET - Univ. Bordeaux 1
Traitement des données : Alais MAZIERES - Univ. Bordeaux 1



Carte de réflectivité - Zone A



Interprétation de la réflectivité - Zone A



Auteur : A.Mazières - UMR EPOC - Université de Bordeaux 1

Figure ?? : Carte bathymétrique, de réflectivité et d'interprétation de la mission SEDYMAQ 3 en 2012 (Zone A). L'emplacement est visible à la figure ??.

Zone d'étude de « La Salie » - Juin 2012

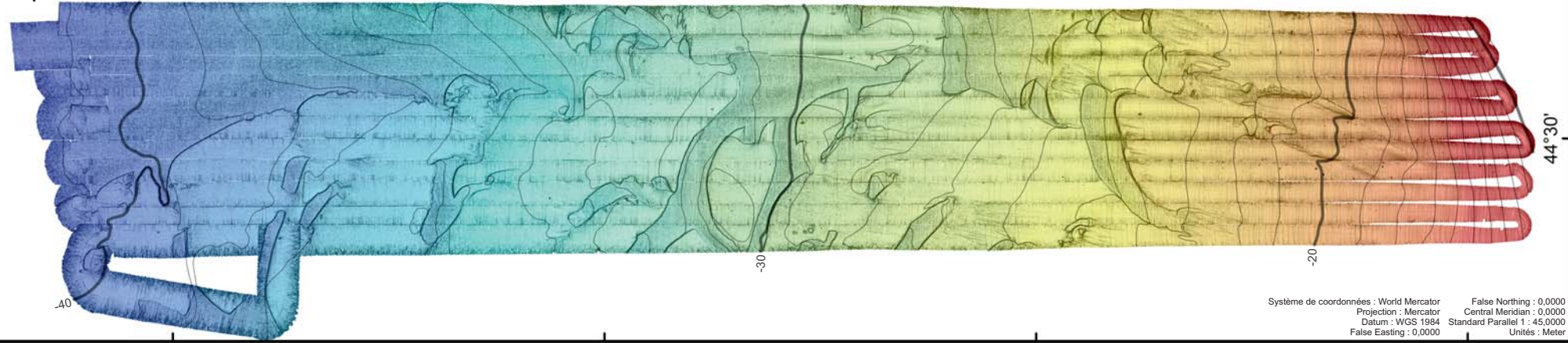
Carte bathymétrique - Zone B

Isobathe intervalle : 1 m (Bathymetrie de 2012)
Résolution : 1,5 m

Acquisition : EM2040 multibeam echosounder
Période d'acquisition : du 04 au 06/06/2012
Nom de la mission : Sedymaq 3

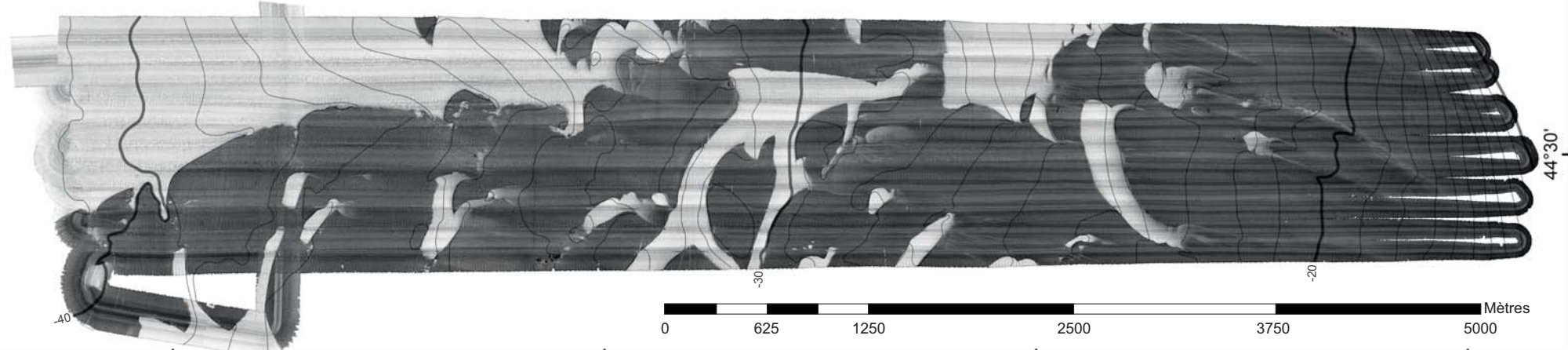
Bateau : R/V La Thalia (Ifremer)
Chef scientifique : Hervé GILLET - Univ. Bordeaux 1
Traitement des données : Alaïs MAZIERES - Univ. Bordeaux 1

-1°16'



Système de coordonnées : World Mercator
Projection : Mercator
Datum : WGS 1984
False Easting : 0,0000
False Northing : 0,0000
Central Meridian : 0,0000
Standard Parallel 1 : 45,0000
Unités : Mètre

Carte de réflectivité - Zone B



Interprétation de la réflectivité - Zone B

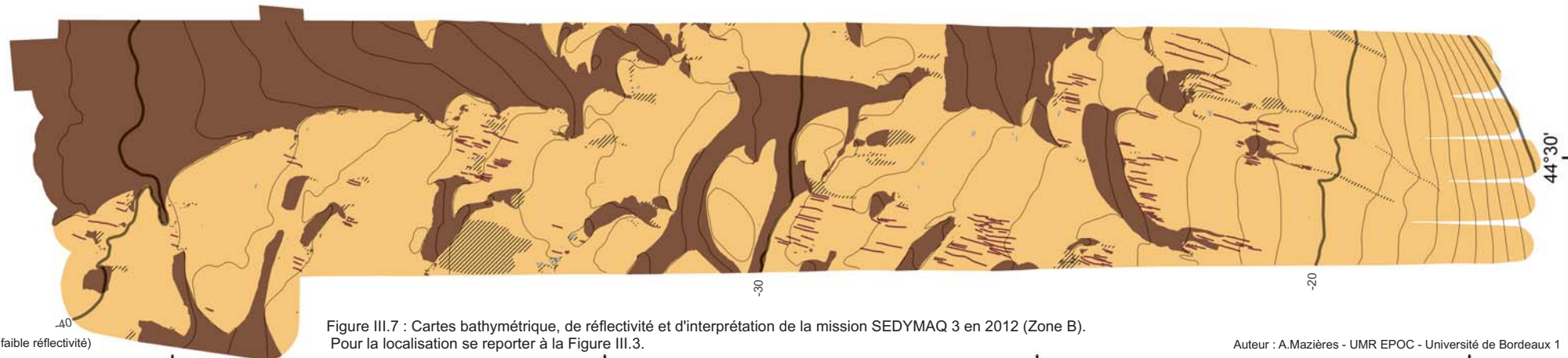


Figure III.7 : Cartes bathymétrique, de réflectivité et d'interprétation de la mission SEDYMAQ 3 en 2012 (Zone B).
Pour la localisation se reporter à la Figure III.3.

Zone d'étude de « Biscarrosse » - Juin 2012

-1°18'

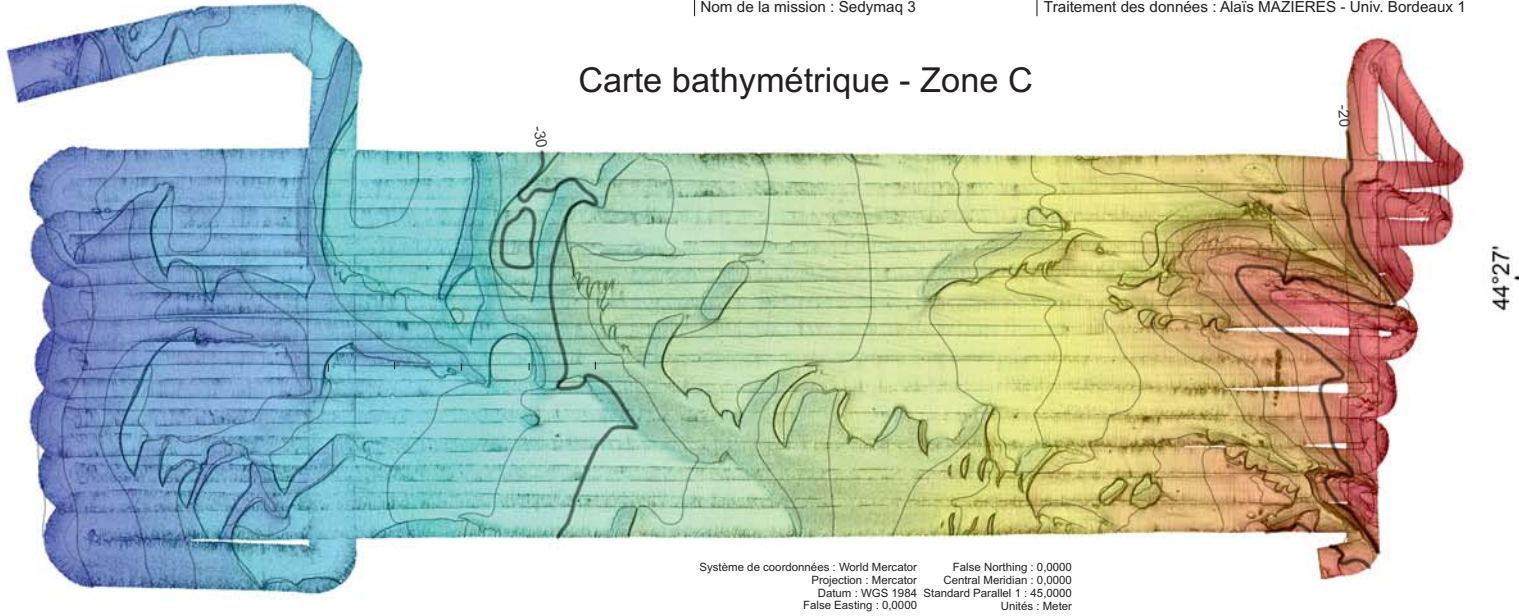
-1°16'

Isobathe intervalle : 1 m (Bathymetrie de 2012)
Résolution : 1,5 m

Acquisition : EM2040 multibeam echosounder
Période d'acquisition : du 04 au 06/06/2012
Nom de la mission : Sedymaq 3

Bateau : R/V La Thalia (Ifremer)
Chef scientifique : Hervé GILLET - Univ. Bordeaux 1
Traitement des données : Alais MAZIERES - Univ. Bordeaux 1

Carte bathymétrique - Zone C



-1°20'

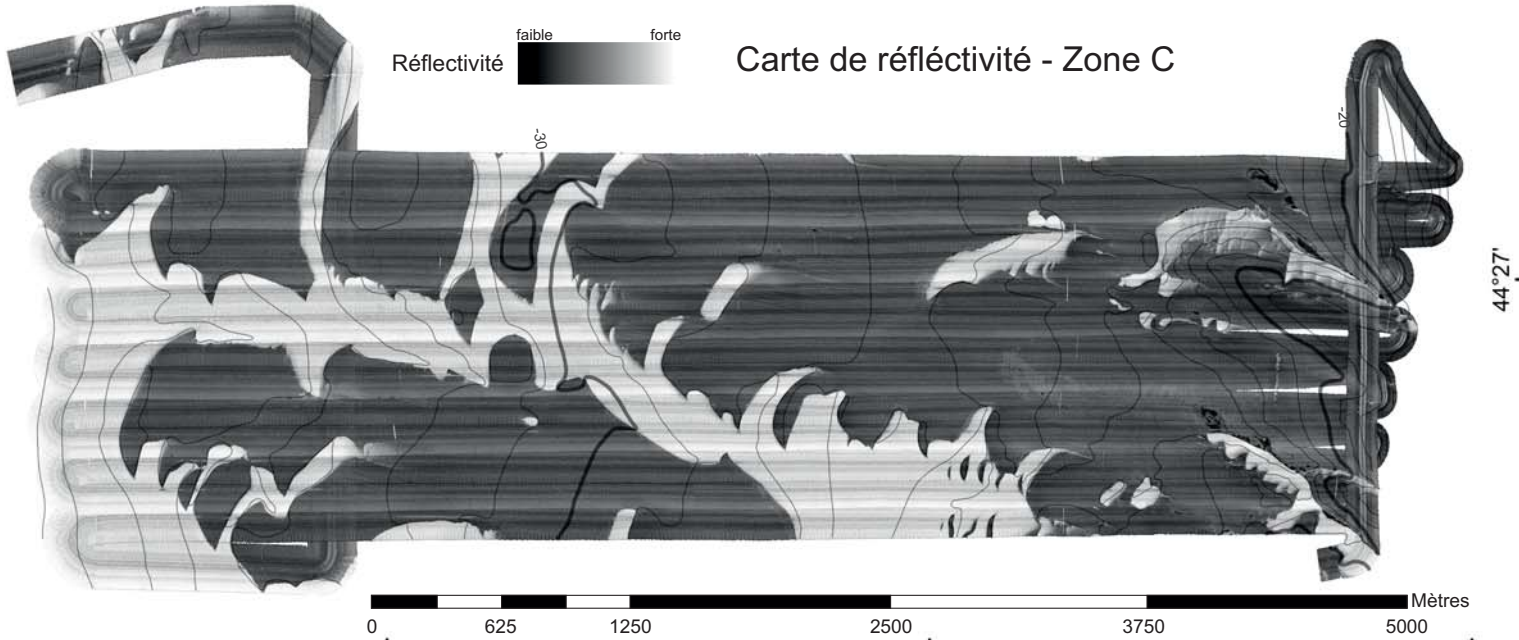
-1°18'

-1°16'

Réflexivité



Carte de réflectivité - Zone C



Interprétation de la réflectivité - Zone C

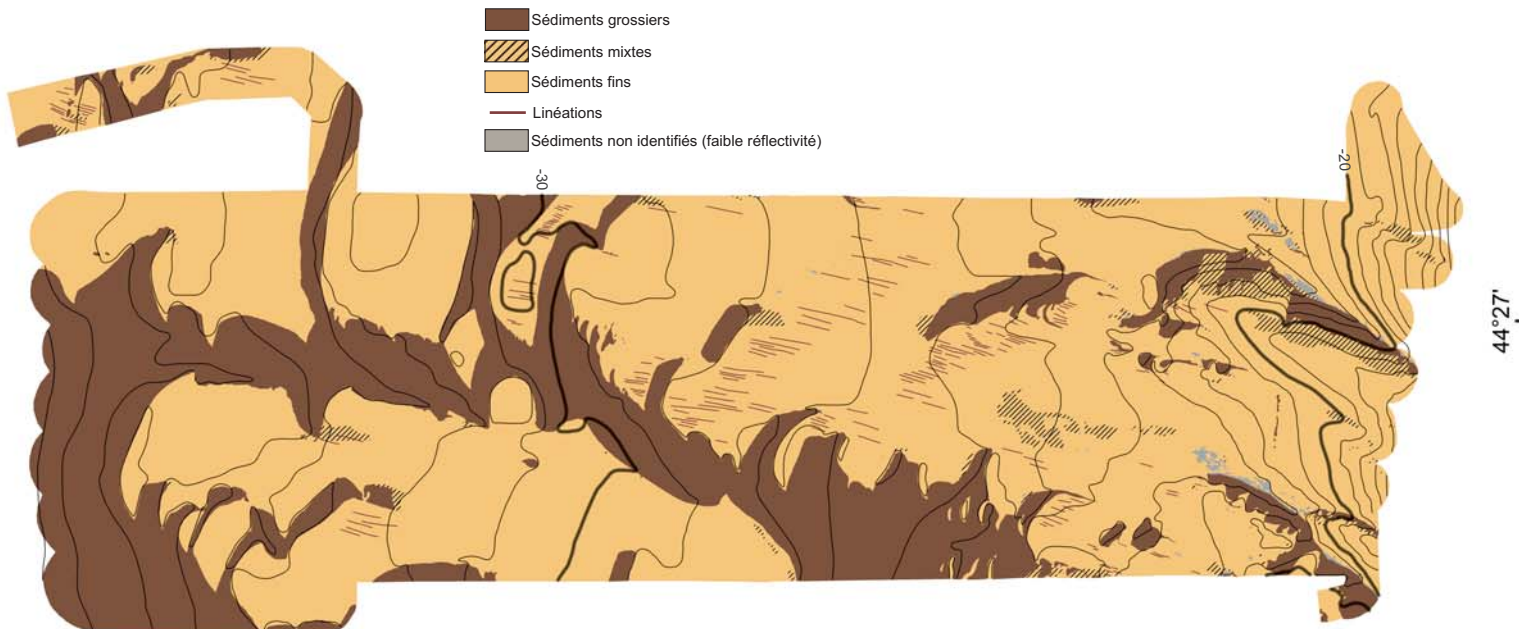


Figure III.8 : Cartes bathymétrique, de réflectivité et d'interprétation de la mission SEDYMAQ 3 en 2012 (Zone C).
Pour la localisation se reporter à la Figure III.3.

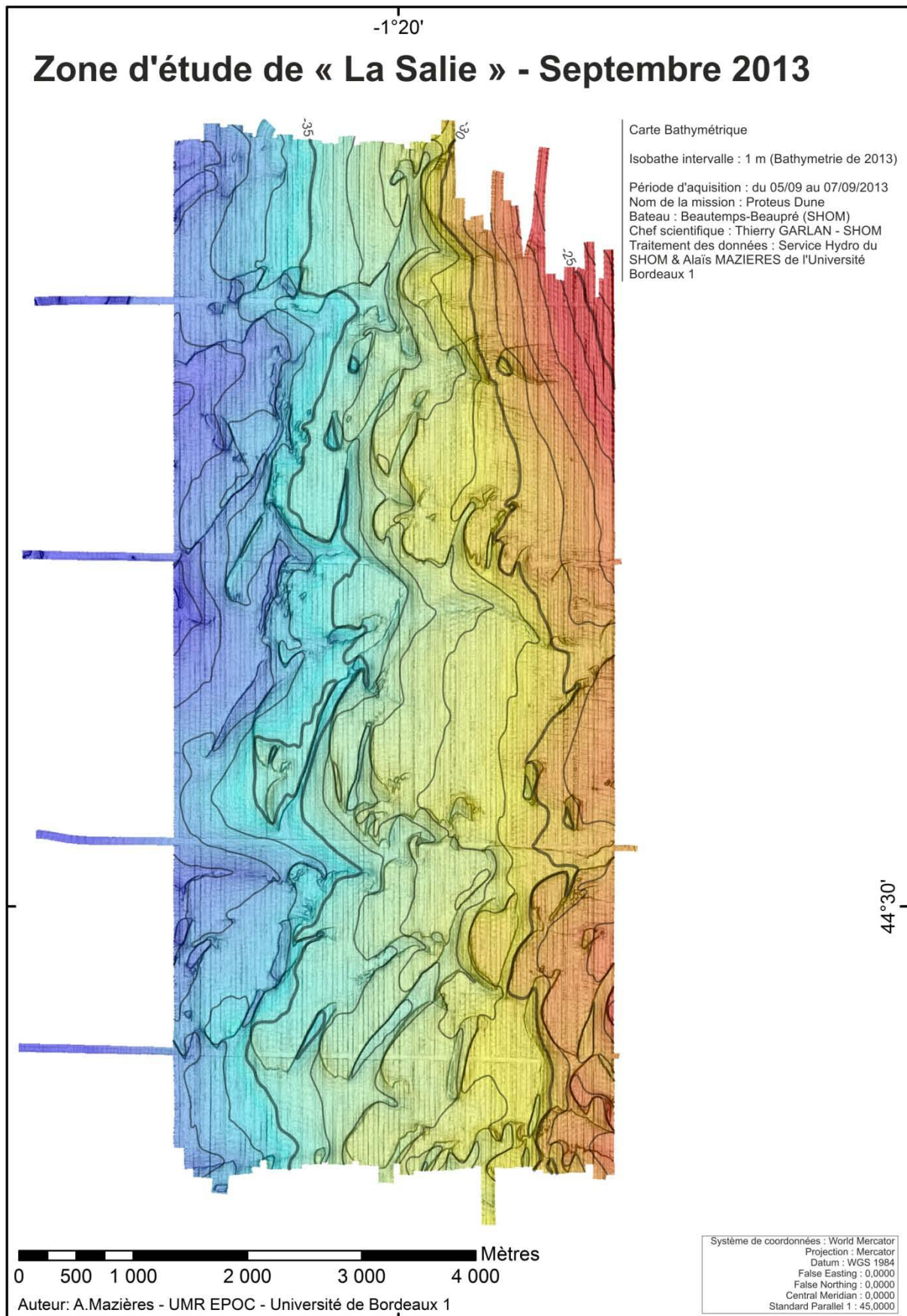


Figure III.9 : Carte bathymétrique de la mission PROTEVS DUNE en 2013. Pour la localisation se reporter à la Figure III.3.

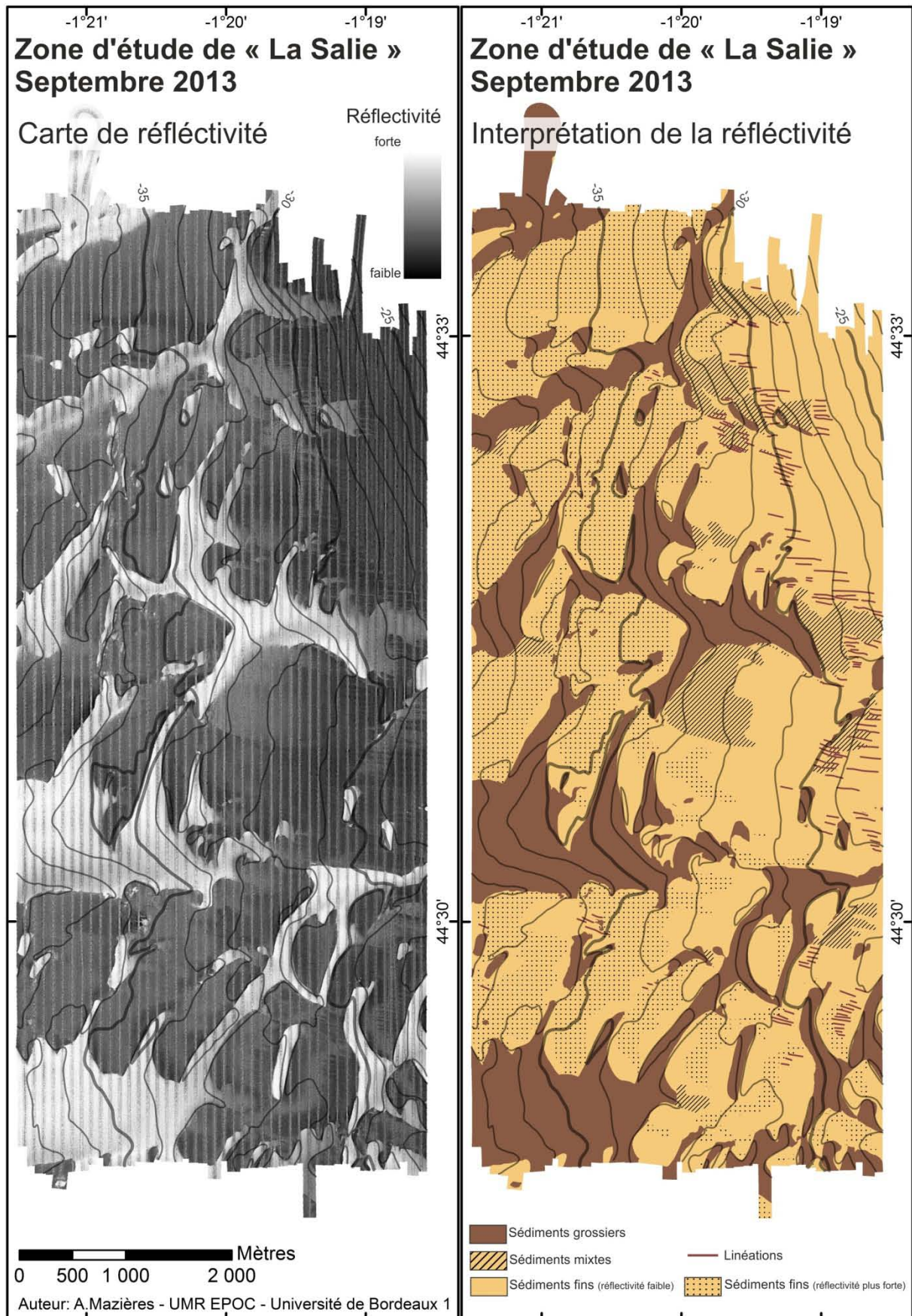


Figure III.10 : Cartes de réflectivité et d'interprétation de la mission PROTEVS DUNE en 2013. Pour la localisation se reporter à la Figure III.3.

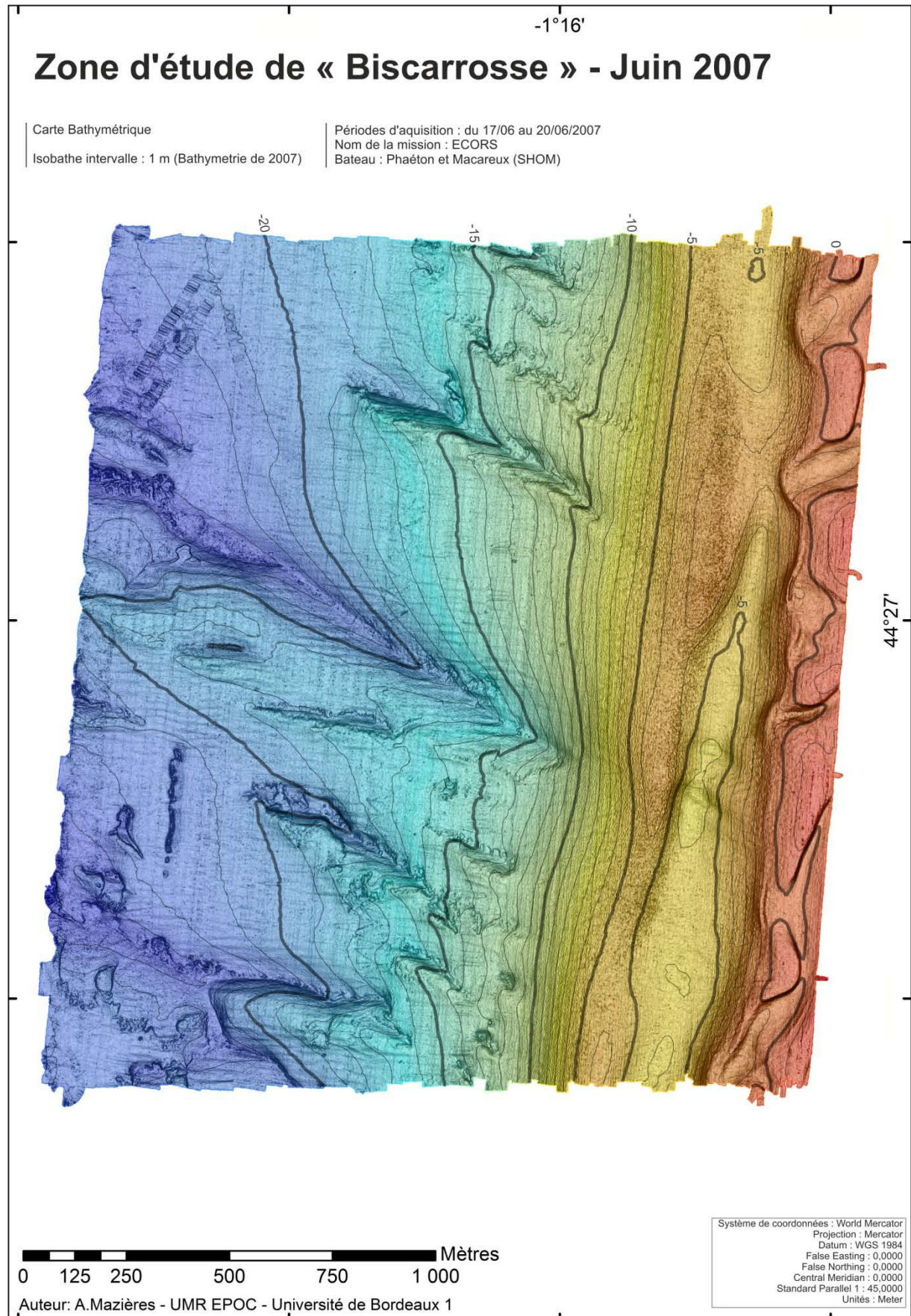


Figure III.11 : Carte bathymétrique de la mission ECORS en 2007. Pour la localisation se reporter à la Figure III.3.

II. Note : Dynamics of inner-shelf, multi-scale bedforms off the south Aquitaine coast over three decades (Southeast Bay of Biscay, France)

Ces travaux font l'objet d'un article publié dans la revue *Continental Shelf Research*.

Référence : Mazières, A., Gillet, H., Idier, D., Mulder, T., Garlan, T., Mallet, C., Marieu, V., Hanquiez, V., 2015. *Dynamics of inner-shelf, multi-scale bedforms off the south Aquitaine coast over three decades (Southeast Bay of Biscay, France)*. *Continental Shelf Research* 92, 23-36.

Résumé en français

Cet article vise à étudier la morphodynamique de la couverture sédimentaire superficielle du plateau interne sud aquitain sur la zone d'étude de « La Salie » (150 km², côte ouest du littoral français), avec une étude descriptive et comparative (intervalle de temps de 29 ans) d'un ensemble de données géophysiques et sédimentologiques.

Entre 24 et 50 m de profondeur, on remarque selon l'échelle d'observation, 4 types de formes sédimentaires : (1) À très grande échelle, on observe la présence de crêtes morphologiques perpendiculaires à la côte interprétées comme de très grands *sorted bedforms*. (2) À grande échelle, des *sorted bedforms* de type *patchy* sont constitués d'une alternance de placages de sables fins à moyens (d'épaisseur entre 0,5 et 2 m) et de dépressions constituées d'une couverture de sédiments grossiers (sables grossiers à galets). Pour la première fois on observe une succession latérale de placage sableux (hauts topographiques) recouvrant vers le nord-est des unités de couverture superficielle grossière anisopaques (bas topographiques) elle-même en appui contre (où s'imbriquant avec) le placage sableux suivant. (3) À moyenne échelle, on observe la présence de dunes sous-marines constituées de sables fins à moyens, qui reposent sur la couverture de sédiments grossiers. (4) Enfin, à petite échelle, on observe sur l'ensemble du plateau interne la présence de rides de houle dont les crêtes sont orientées N15°, plus grandes au niveau des zones à sédiments grossiers (longueur d'onde : 2,2 m) qu'au niveau des placages sableux (longueur d'onde : 0,3 m).

Au cours des 29 dernières années, à grande échelle, la position et l'apparence générale des *sorted bedforms* sont remarquablement stables. Cependant à petite échelle, des mouvements faibles mais constants sont observés : un allongement au niveau de l'extrémité des dépressions de sédiments grossiers (avec un maximum de 300 m en 15 ans), et un mouvement des limites

entre sédiments fins et grossiers vers le nord-est ou vers le sud-est (avec un maximum de 75 m en 12 ans). Le mouvement général reste orienté vers la côte, de même que la migration des dunes sous-marines. La stabilité des *sorted bedforms* serait la conséquence du tri sédimentaire rétroactif (*sediment sorting feedback*) assuré par la houle et associé aux épisodes récurrents de tempêtes dans le golfe de Gascogne.

Mots clés : *sorted bedforms*, plateau interne, côte aquitaine, placages sableux, étude temporelle.



Research papers

Dynamics of inner-shelf, multi-scale bedforms off the south Aquitaine coast over three decades (Southeast Bay of Biscay, France)



Alaïs Mazières^{a,*}, Hervé Gillet^a, Deborah Idier^b, Thierry Mulder^a, Thierry Garlan^c, Cyril Mallet^d, Vincent Marieu^a, Vincent Hanquiez^a

^a Université de Bordeaux, UMR 5805 EPOC, Allée Geoffroy Saint-Hilaire, 33615 Pessac cedex, France

^b BRGM, Direction DRP, 3, Avenue C. Guillemin, 45060 Orléans cedex, France

^c SHOM, Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, 13 rue du Chatellier, 29200 Brest, France

^d BRGM Aquitaine, Parc Technologique Europarc, 24 avenue Léonard de Vinci, Pessac 33600, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 12 March 2014

Received in revised form

31 October 2014

Accepted 3 November 2014

Available online 8 November 2014

Keywords:

Sorted bedforms

Inner shelf

Aquitaine coast

Shoreward

Sand patches

Time lapse survey

ABSTRACT

This paper aims to investigate the seabed morphodynamics of the south Aquitaine inner shelf in the area known as “La Salie” (150 km², Atlantic ocean, west coast of France), through a descriptive and comparative analysis (time lapse of 29 years) of geophysical and sedimentological datasets.

At a water depth of 24–50 m, four orders of sedimentary body types were observed at different scales. The first order are large cross-shore “morphological ridges,” corresponding with the properties of very large sorted bedforms. The second order consisted in patchy sorted bedforms, composed of alternately medium to fine sand patches (0.5–2 m in thickness), cut by smaller, elongated coarse sediment depressions. In particular, the data from the sub-bottom profiler revealed that sand patches predominantly overlaid the coarse-grained blankets on the eastern (shoreward) extremities, while coarse-grained blanket wedges were found in front of the sand patches (southwestward) or locally overlying them on the southwestern extremities. The third order of bedforms involved groups of dune-like features (fine/medium sand), lying in wide areas of coarse-grained sediment. Finally, in the fourth order, the entire inner shelf was covered with wave-generated ripples, oriented N15°, that were larger where sediments were coarse (wavelengths of 2.2 m) than where sediments were fine (wavelengths of 0.3 m). Over the past 29 years, at a large scale of observation, patchy sorted bedforms have remained remarkably persistent, as has their overall appearance. However, at a smaller scale, weak but constant movements were observed. The coarse depressions have become elongated at their extremities (by a maximum of 300 m over 15 years), and certain coarse/fine sediment boundaries have moved toward the northeast and southeast (by a maximum of 75 m over 12 years). The general movement has been shoreward as has the migration of third-order submarine dune-like features. The persistence of sorted bedforms thus appears to be the consequence of sediment sorting feedback and recurrent storm events.

© Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

The inner continental shelf constitutes an area in which sediments can be permanently or temporarily stored. The sediments can experience alongshore transportation and/or be exchanged with the littoral zone or permanently lost toward the continental slope and deep basin. In the present context of the eustatic rise and erosion of sandy coasts, improving our knowledge of these exchanges and their associated processes appears to be of primary importance. As a first step, a better understanding of the

morphodynamics of the inner continental shelf can help shed light on cross-shelf dynamics.

Some continental shelves with siliciclastic superficial sedimentary cover subject to intense hydrodynamic processes (storms or tides) display alternating bathymetric lows, such as coarse depressions or erosion furrows (coarse sand, gravel, and pebbles), and bathymetric highs, such as sand patches (medium to fine sand). These sedimentary structures have a relatively low topographic relief (1–2 m) (Murray et al., 2014; Murray and Thielert, 2004).

These sedimentary features, known as “sorted bedforms” (Murray and Thielert, 2004) or “rippled scour depressions” (Cacchione et al., 1984), are ubiquitously observed throughout the world. They do not always display a regular pattern (Ferrini and Flood, 2005) and exhibit a broad range of characteristics. Several

* Corresponding author. Fax: +33 54003316.

E-mail address: alais.mazieres@u-bordeaux1.fr (A. Mazières).

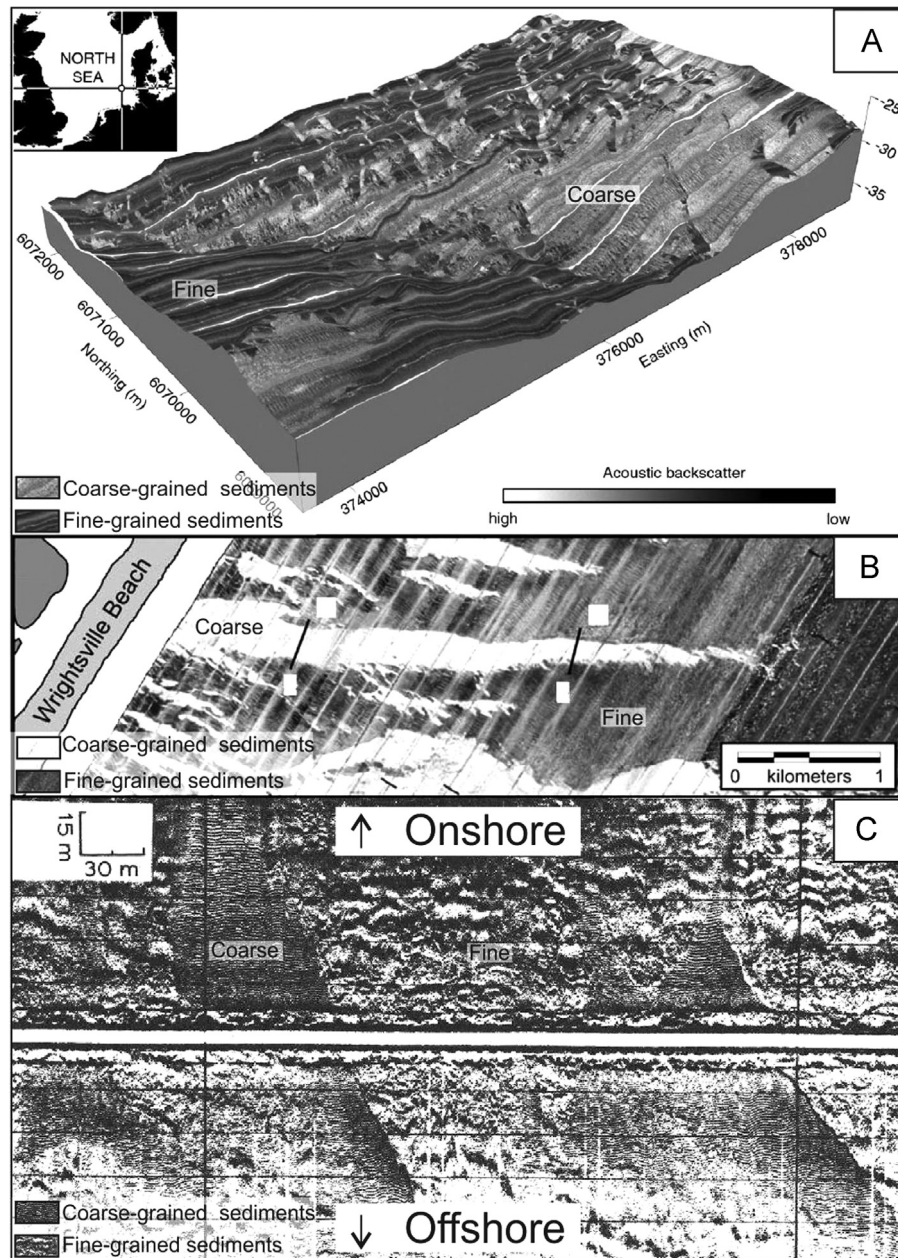


Fig. 1. Classification of sorted bedforms (Coco et al., 2007b). (A) Patchy (Diesing et al., 2006); (B) linear (Thieler et al., 2001); and (C) V-shaped (Morang and McMaster, 1980).

publications have proposed classifications for sorted bedforms (Coco et al., 2007b; Ferrini and Flood, 2005). Coco et al. (2007b) suggest that these seabed features can be classified into three types according to their shape: (1) patchy, (2) linear, and (3) offshore widening (or V-shaped) (Fig. 1). In this paper, we use this terminology, with a specific focus on patchy sorted bedforms.

Patchy sorted bedforms have been identified in numerous studies of continental shelves off the coast of Alaska (Hunter et al., 1982), the west coast of the United States (Davis et al., 2013; Eitrem et al., 2002; Ferrini and Flood, 2005; Hunter et al., 1988), the east coast of the United States (Thieler et al., 1999), the coast of New Zealand (Black and Healy, 1988; Hume et al., 2000; Trembanis and Hume, 2011), the coast of Germany (Diesing et al., 2006), the southern Baltic Sea (Schwarzer et al., 2003; Tauber and Emeis, 2005) and the French Aquitaine coast (Berné, 1999; Cirac et al., 1997, 2000; Turcq et al., 1986). These patchy sorted bedforms are found at a water depth of 4–90 m and have a low topographic relief with a vertical amplitude of under 2 m. Their spacing is very

irregular, ranging from meters to kilometers, and their asymmetry and orientation also remain highly variable. Migration varies from site to site and grain size ranges from fine sand to pebbles. Moreover, Schwab et al. (2014) recently demonstrated on the northeast American inner shelf (offshore of Fire Island, New York) that such modern thin bedforms can lie uncomfortably atop the Holocene ravinment surface and thus propose that such sediment starved seabed features can illustrate formation of a marine transgressive erosion surface.

On the Aquitaine continental shelf (Fig. 2B), patchy sorted bedforms have been the subject of numerous studies. Turcq et al. (1986) and Berné (1999) have described them as a sedimentary succession of sand patches, based on a coarse substrate, at a water depth of 30–90 m. The sand patches, which are irregularly shaped, are composed of fine to medium sand. They are rarely greater than 2 m in height and display a relatively flat surface with slightly asymmetric stoss and lee sides (Cirac et al., 1997, 2000). The coarse substrate is composed of coarse sand, gravel, and pebbles and

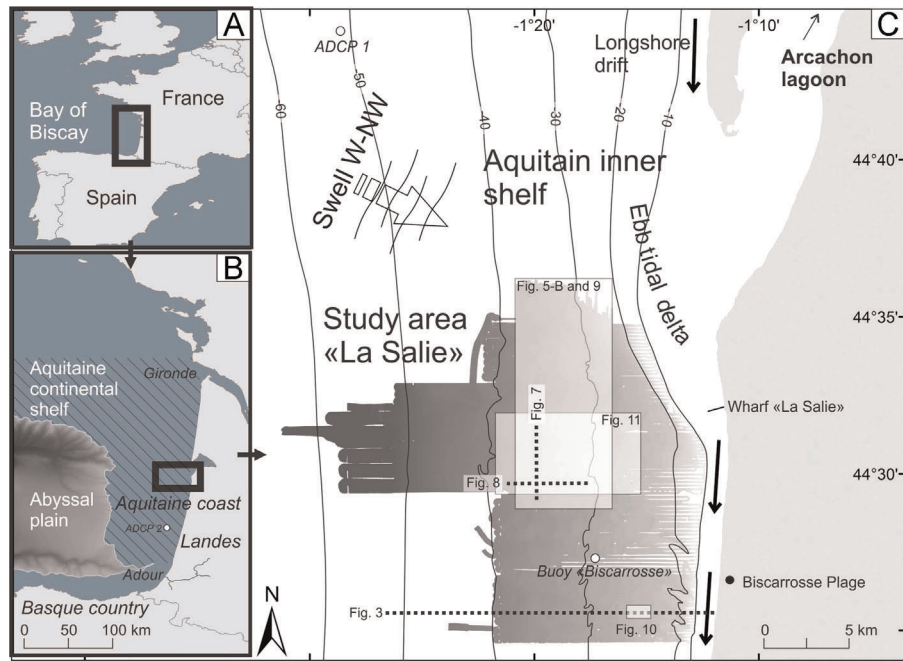


Fig. 2. (A)–(C) Location of the study area in the Bay of Biscay on the south Aquitaine inner shelf.

forms a continuous body under the sand patches. It is visible in areas where recent sedimentary cover is absent or eroded, known as “erosional windows.” Coarse sediments are considered topographic anomalies or erosive furrows.

At a smaller scale, subaqueous dunes and wave ripples are usually found on siliciclastic continental shelves. Subaqueous dunes are granular deposits submitted to unidirectional currents that migrate in the direction of the current, with the crest largely oriented perpendicular to the current (flow-transverse figure) (Berné, 1999). The size and shape of the dunes varies widely: wavelengths range from 0.6 m to 100 m and heights range from 0.05 m to several dozen meters (Reynaud and Dalrymple, 2012). The wave ripples are undulating geometric features generated by the interaction of the waves with the bed sediments. Their size varies from a few centimeters to several meters (Ardhuin et al., 2002; Cummings et al., 2009; Traykovski et al., 1999) and their crests tend to run perpendicular to the direction of flow (Nelson and Voulgaris, 2014).

Unlike subaqueous dunes or wave ripples that develop exclusively as the result of the interaction between bathymetry and flow, recent numerical studies have suggested that in addition to these usual concepts, the development of “sorted bedforms” involves a mechanism of sorting feedback (Coco et al., 2007a, 2007b; Murray and Thieler, 2004; Van Oyen et al., 2010, 2011). This sorting feedback is initiated by large wave-generated ripples in coarse sediments that act as relief-generating local turbulent motion. This turbulence initiates the sorting feedback mechanism, by suspending fine sediments or preventing their deposition. Thus, fine sediments settle in less turbulent areas formed by smaller ripples develop over the fine domains.

This paper focuses on the dynamics of patchy sorted bedforms on the south Aquitaine inner shelf and is based on in-situ measurements. The paper begins by describing the study site, known as “La Salie”, and the methodology and data used (Section 2). In Section 3, a descriptive and comparative analysis is provided of the geophysical and sedimentological datasets in the area. Section 4 is devoted to discussion, focusing on the morphology and evolution of sorted bedforms.

2. Study site description, methodology, and data

2.1. Physiographic context

The southeast of the Bay of Biscay forms a right angle with the Aquitaine coast (France) oriented on a north–south axis (N10°) and the Basque Country (Spain) oriented on an east–west axis (Fig. 2A and B). The Aquitaine continental shelf is narrow off the coast of Landes (50 km wide) and extends up to 175 km wide to the north, off the Gironde fluvial-estuarine system. Water depth at the shelf break is approximately 160 m.

The study area, known as “La Salie”, is located on the south Aquitaine inner shelf, to the south of the Arcachon lagoon tidal inlet (Fig. 2C). The northeastern section of the study area is bordered by the ebb tidal delta of this inlet. Fig. 3 provides a cross-shore profile of the part of the inner shelf studied. The beaches are composed of homogeneous quartz sands, with mean sizes ranging from 200 to 400 μm (Pedreros et al., 1996). The sandy coast exhibits two distinct rhythmic sedimentary systems: (1) ridge and runnel systems found in the intertidal zone (Figs. 3 and 2) a crescent outer-bar appearing at approximately 500 m offshore in the subtidal zone (Fig. 3; Lafon et al., 2005). Immediately seaward of this outer sand bar, the slope increases by 1–1.5°, plunging from 5 m to 24 m in depth. Beyond 24 m water depth, the slope decreases significantly (0.15°) and remains constant for almost 10 km down to 45 m water depth. This zone constitutes the study area. The slope then steepens again from 45 to 55 m water depth. This topographic anomaly has been interpreted as a paleo-shoreline (Arbouille, 1987).

2.2. Hydrodynamic context

The Aquitaine coast is a wave-dominated environment exposed to high-energy North Atlantic swells, traveling mainly from the west–northwest (Butel et al., 2002). Near the coast, these conditions generate a southward longshore drift, with an annual sediment transport estimated at 38,000 m³ to 657,000 m³ (Fig. 2C) (Idier et al., 2013). On the inner shelf, swells do not play the same role in the transit of sediment, where it is generally limited to

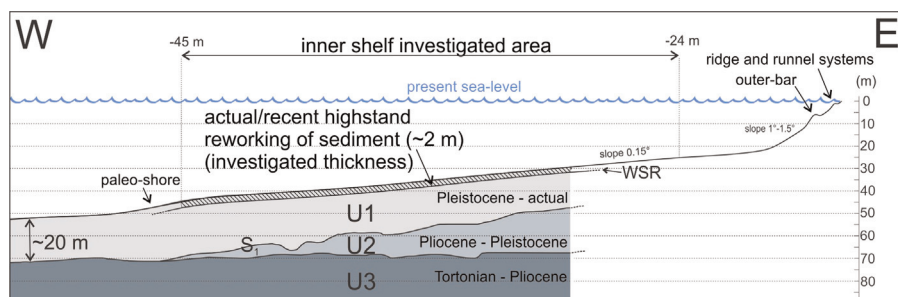


Fig. 3. East-west cross-shore bathymetric profile of our study area. Interpretation of the seismic line of the sedimentary cover (adaptation from the work of Cirac et al. (1997), Bellec et al. (2010) and Féliens and Lericolais (2005)). U1, U2, and U3 correspond to the different sequences of deposition over time, S1 is an erosional unconformity and WSR the wave ravinement surface. See Fig. 2 for location.

sediment remobilization (Idier et al., 2006). The “Biscarrosse” buoy (Fig. 2C) recorded an annual mean significant wave height of 1.36 m, with a mean duration of around 6.5 s over the 1980–2000 period (Butel et al., 2002). During this period, severe storm wave heights reached 9.7 m and their corresponding duration was around 15 s. Regarding the 1958–2001 period, Charles et al. (2012) have underlined the strong correlation between seasonal wave characteristics and North Atlantic Oscillation (NAO) and East Atlantic (EA) patterns in the Bay of Biscay (Biscay buoy).

The hydrodynamics of the Aquitaine shelf, particularly the inner shelf, are considered to be dominated by processes related to wave and storm-induced currents (Barthe and Castaing, 1989; Castaing, 1981; Cirac et al., 2000; Idier et al., 2006, 2010).

Over the Aquitaine shelf, recent measurements based on acoustic Doppler current profilers (ADCPs) were made in the summers of 2002, 2008, and 2009 respectively, just north of the study area (44°39.1'N, 1°26.8'W; 54 m depth; site ADCP 1 in Fig. 2C) (Batifoulier et al., 2012, 2013) and for about one year between 2009 and 2010 to the south of the study area (44°N, 1°31'W; 54 m depth; site ADCP 2 Fig. 2B) (Kersalé et al., 2014; Le Boyer et al., 2013). These studies revealed 7- to 22-day northward alongshore current pulses reaching up to 50 cm (on average, 38 cm) two or three times per year in the summer or autumn over the entire water column. These events are related to wind forcing and/or surface cooling, which induces downslope bottom currents transporting coastal waters offshore and generating horizontal density gradients on the bottom and strong northward currents (Batifoulier et al., 2012, 2013; Kersalé et al., 2014; Le Boyer et al., 2013).

2.3. Geological and sedimentary context

The sedimentary cover of the Aquitaine shelf has been investigated by many authors (Allen and Castaing, 1977; Arbouille, 1987; Cirac et al., 1997, 2000; Dalrymple, 1984; Turcq, 1984). Bellec and Cirac (2010) reveal the presence of three units (Fig. 3): a bedrock unit (U3) forms the basal unconsolidated substratum, with units U2 and U1 lying above it. U2 and U1 are the most recent units, composed of sediments brought by the rivers during successive glacio-eustatic regressions in the Quaternary. Seismic

surveys have demonstrated that U1 corresponds to a single 20-meter-thick sequence, involving: (1) an erosional unconformity (S1) corresponding to a fluvial incision at low sea level; (2) a transgressive deposit, representing the majority of the unit (~20 m); and (3) a superficial reworked cover, about 2 m thick that lies on the transgressive Wave Ravinement Surface (WSR; Féliens and Lericolais, 2005). This superficial cover is investigated in this paper.

2.4. Methodology and data

Our study was based on seven coastal surveys carried out between 1984 and 2013 in the area of “La Salie” (Table 1). Geophysical (acoustic data, including multibeam echo-sounders, side-scan sonars, and sub-bottom profilers) and sedimentological datasets (cores, Shipek grabs) were collected successively in the years of 1984, 1989, 1998, 2010, 2012, and 2013. Bathymetric data were collected and processed using CARAIBES (©IFREMER) and Caris (©HIPS) software, including manual-cleaning, automated-filter tide corrections, in order to obtain a digital elevation model (DEM). Sidescan backscatter signals were processed using SonarScope software (©IFREMER) in order to compensate artefacts related to seafloor properties, beam reception, and signal transmission angles. Seismic data collected from the SBP120 (2013) sub-bottom profilers were processed using ©MATLAB and analyzed using ©KINGDOM and ©ArcGIS software in order to obtain an isopach map of the sand patches. The two-way travel times between the seafloor and the unconformities were converted to thicknesses in meters using a constant velocity of 1600 m/s. Sedimentological analyses were performed by the sedimentology laboratory at Bordeaux University, including grain-size measurement (sieving and measurements using a Malvern Mastersizer S, which measured particle size using laser diffraction). The Wentworth grain size nomenclature is used in this paper (Wentworth, 1922). Because recent vibrocore attempts have failed, our study used old unpublished vibrocore data, collected and described in 1989. We consider that the correlation of these past vibrocore data with our modern seismic data is acceptable because the related sampling areas did not undergo any strong evolution during the period studied.

Table 1

List of surveys conducted between 1984 and 2013 (N.C.: not concerned).

Year	Month	Name	Multibeam echosounder, with resolution	Sidescan	Sub-bottom profiler	Sampling
1984	July	FASEC 84	N.C.	Sidescan	N.C.	N.C.
1989	October	GEODEP 3	N.C.	N.C.	N.C.	Vibro-core
1998	July	ITSAS 1	EM1000, 5 m	N.C.	N.C.	N.C.
2010	June	SEDYMAQ 2	EM1000, 5 m	DF1000	N.C.	Shipek grab
2012	June	SEDYMAQ 3	EM2040, 1.5 m	Sidescan	N.C.	Shipek grab
2013	September	PROTEVS DUNE	EM1002, 1 m	N.C.	SBP120	N.C.

3. Results

Multibeam and sidescan sonar backscatter values revealed three acoustic facies: (1) high reflectivity, (2) medium or “wispy” reflectivity, and (3) low reflectivity (Fig. 4A). The results of the grain-size analysis of the Shipek grab samples revealed nine distinct sediment facies (Fig. 4A). These nine sediment facies were simplified and merged into three groups in order to correlate them with the acoustic facies (Fig. 4B). This correlation showed that: (1) high reflectivity could be correlated with coarse-grained sediments ($D_{50}=2.36$ mm), (2) medium or “wispy” reflectivity could be correlated with mixed sediments ($D_{50}=0.64$ mm), and (3) low reflectivity could be correlated with fine-grained sediments ($D_{50}=0.24$ mm). Coarse-grained sediments included pebbles, gravel, very coarse sand, and coarse sand. Fine-grained sediments included medium and fine sand. Mixed sediments were usually collected in grab samples showing a combination of coarse- and fine-grained sediments. Coarse and fine-grained sediment distribution was unimodal and well sorted (Fig. 4F and G, respectively), whereas mixed sediment distribution was clearly bimodal (Fig. 4E). In water depths of 24–40 m, the sediments were composed of 63%, 33%, and 4% of fine-grained, coarse-grained, and mixed sediments, respectively.

The analysis of the 3D bathymetric view (with $\times 100$ vertical exaggeration) revealed the presence of first-order morphological features: large cross-shore “morphological ridges” (Fig. 5). The vertical amplitude of these sedimentary bodies does not exceed

2 m. They are 2–3 km wide, 5–10 km long, and run perpendicular to the coast on an east–west axis ($N80^\circ$).

These morphological ridges are covered by second-order sedimentary bodies corresponding to patchy sorted bedforms. Indeed, the sand patches (fine-grained sediment domains) are generally located on the northeastern side of the first-order morphological ridges and are alternated with coarse sediment domains, generally lying on the southwestern side of the morphological ridges (Fig. 5B and C). The sand patches correspond to bathymetric highs (up to 2 m in vertical amplitude). They are usually asymmetrical in shape, with a crest separating the lee (westward) and stoss (eastward) sides (red line; Fig. 5B and C). Unlike submarine dunes however, these sand patches generally exhibit steeper slopes on both sides upon contact with the coarse sediment domains. They are themselves incised by smaller elongated depressions (yellow line; Fig. 5B and C), several kilometers long and 100–500 m wide. These depressions generally cut the sand patches from the south on a north–south axis ($N15^\circ$ – $N30^\circ$) (Fig. 5) and are typically floored by coarse sediments (Figs. 4 and 5B).

Vibrocore VK8909 (Fig. 6A) was collected in a sand patch and was composed of three stacked sandy beds. These beds began with an erosive base covered with coarse sediments made of gravel and pebbles in a sandy matrix. The sequences ranged from coarse to medium sand, showing oblique planar-tangential or sigmoidal bedding with an apparent dip ranging from 5° to 20° .

Vibrocore VK8910 was collected in a depression. It involved a bed that was 10–30 cm thick, alternately composed of fine

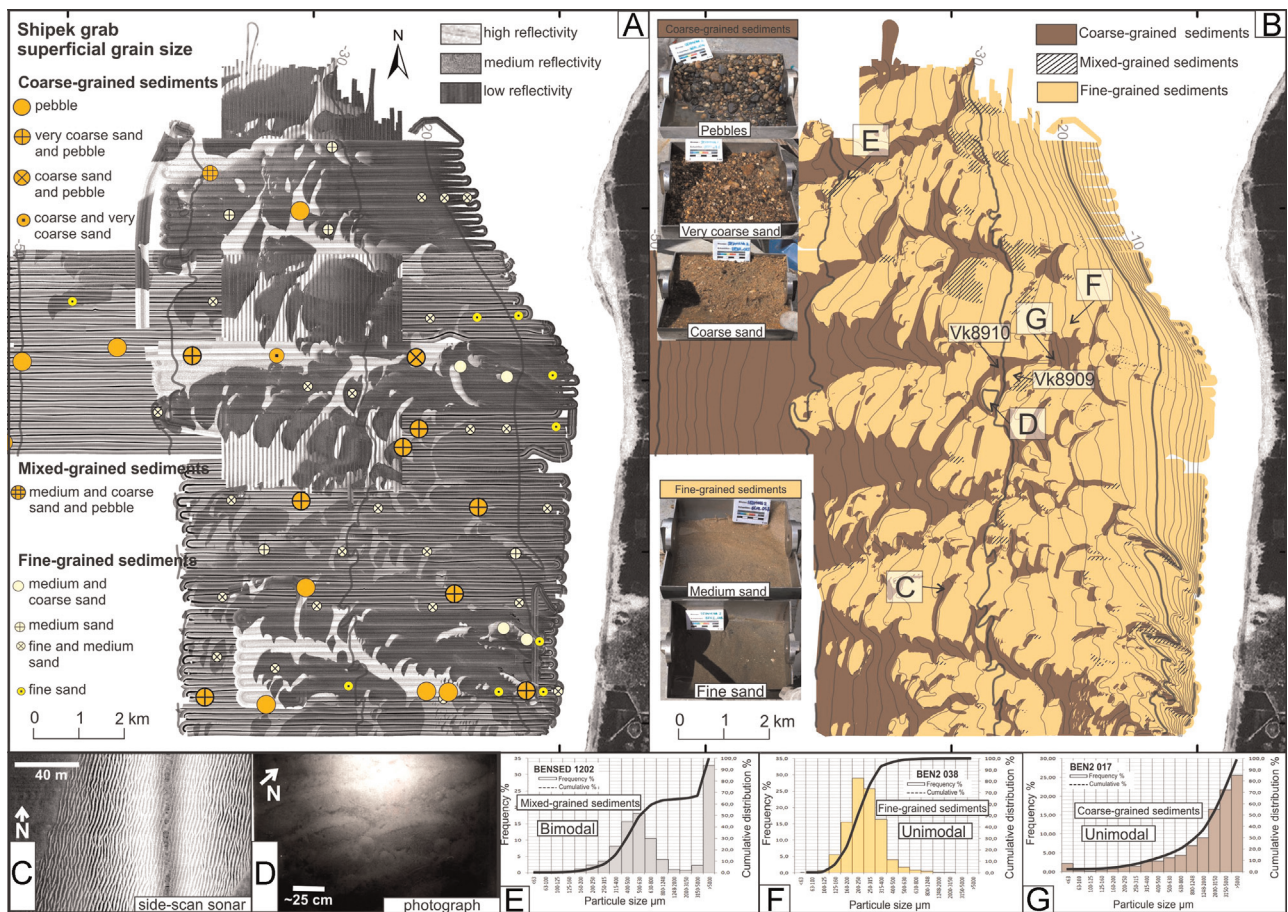


Fig. 4. (A) Map of multibeam and sidescan sonar backscatter data and grain-size analysis of Shipek grab samples (please note that tone-matching anomalies are the result of the mosaic of different surveys and not of sediment textural changes). (B) Map of seabed sediment facies at “La Salie” (interpreted from [A]). (C) Sidescan sonar: large wave-generated ripples, in 33 m water depth, $D_{50}=3.4$ mm, amplitude <20 cm and wavelengths ~ 2.2 m. (D) Photographs of the seabed: wave-generated ripples, $D_{50}=0.23$ mm, amplitude ~ 15 cm and wavelengths ~ 30 cm. (E) Bimodal sediment distribution. (F and G) Unimodal sediment distribution.

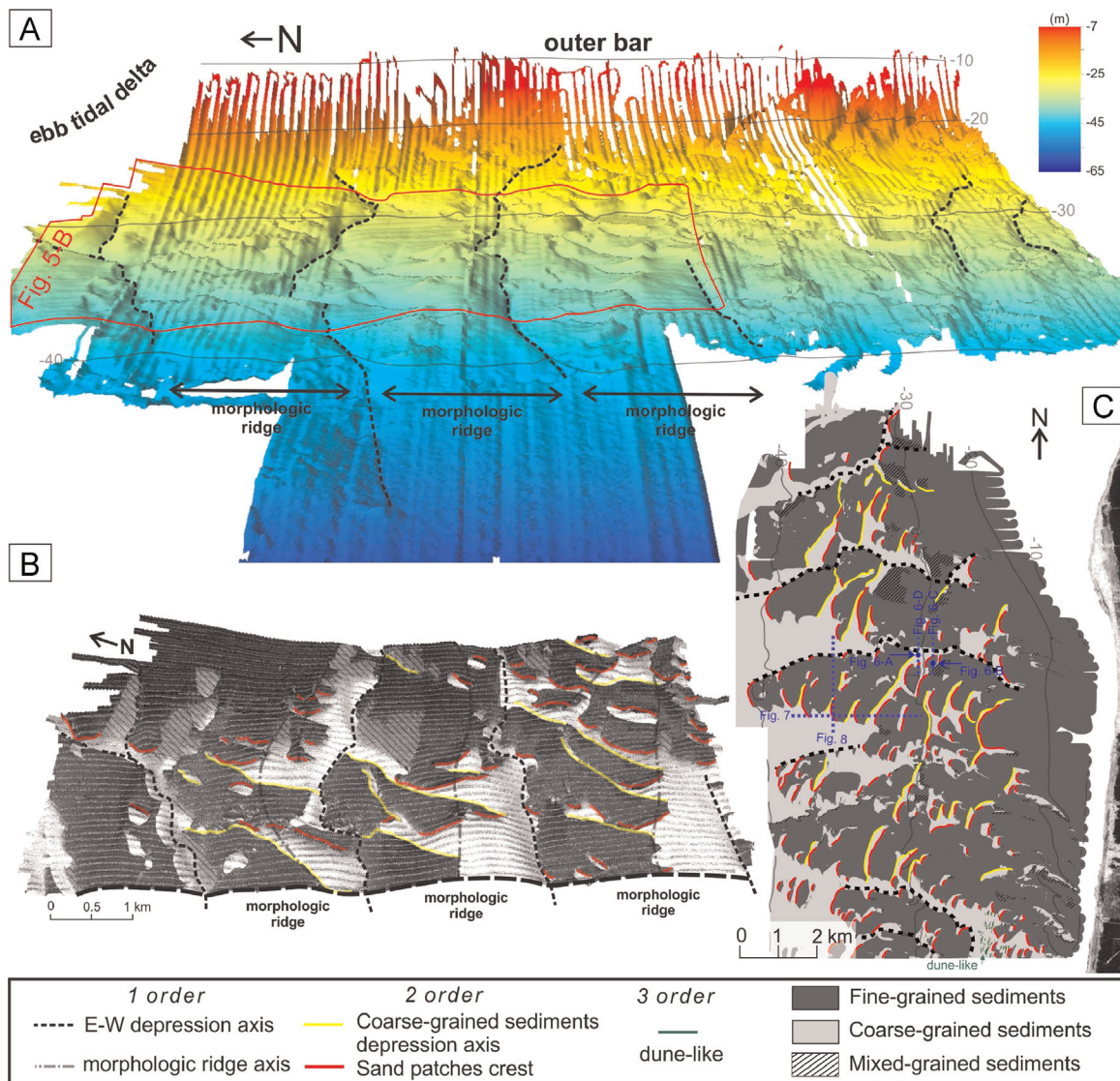


Fig. 5. (A) 3D views of the bathymetry looking landward (mosaic of the last three cruises: 2010, 2012, and 2013) (vertical exaggeration is $\times 100$). (B) Sea-floor images of acoustic backscatter draped over bathymetry (vertical exaggeration is $\times 100$) (See Figs. 5A or 2 for location). (C) Map of seabed sediment facies at "La Salie" and morphological features. (For interpretation of the references to color in this figure, the reader is referred to the web version of this article.)

(medium sand or mud) and coarse sediments (gravel and pebbles; Fig. 6B) and capped with coarse sediments.

These two vibrocores allowed for the calibration of the sub-bottom profiler data (very high resolution seismics). Three acoustic facies were observed. (1) High-amplitude chaotic facies corresponding to coarse-grained seabed sediments (Fig. 6D). The amplitude of the seabed reflector was not high, and the alternation of fine and coarse-grained sediments evidenced on the cores did not appear on the acoustic facies (Fig. 6C and D). (2) Low-amplitude facies corresponding to the fine sand unit (sand patches; Fig. 6C). The reflector corresponding to the sandy seafloor was well defined and involved a continuous high-amplitude sand patch top reflector. Because of the signal reflection on the coarse-grained sea floor, the sub-bottom resolution was too low to allow the identification of internal structure units, such as the stacked sandy "elementary sequences" seen in core VK8909 (Fig. 6A). (3) Very low-amplitude discontinuous reflectors unit corresponding to the top of the non-reworked "substratum." This facies became sub-transparent at greater depth due to signal attenuation. The top of this substratum was visible at the bottom of core VK8909 (Fig. 6A). This facies is locally topped by a medium amplitude discontinuous

reflector (D-reflector) and everywhere else drastically contrasts (acoustic discontinuity) with the overlying coarse-grained seabed sediments unit (high amplitude chaotic facies).

The strike sub-bottom profile (N–S) was located at a water depth of 36 m and crossed two "large morphological ridges" (Fig. 7). The morphology of the sand patches did not appear to be influenced by the underlying coarse substrate. The coarse deposits forming the sub-bottom sediments appeared as coarse decimeter-thick blankets that could locally overlie the southern extremities of the sand patches. Very high resolution seismic analysis also confirmed the morphobathymetric analysis that highlighted the sand patch crests. The limit of the sand patches and coarse sediments generally showed a sharp transition with a steep slope. The northern limit between two morphological ridges was ill-defined, with a gentle slope and finer-grained sedimentary bodies.

The dip profile (E–W), located at a water depth of 30–40 m, intersected several second-order sand patches and a depression floored with coarse deposits (Fig. 8). The tops of the sand patches appeared to be somewhat concave and were still marked by the presence of crests to their western extremities. They had an asymmetrical form that was thicker in the west and that was

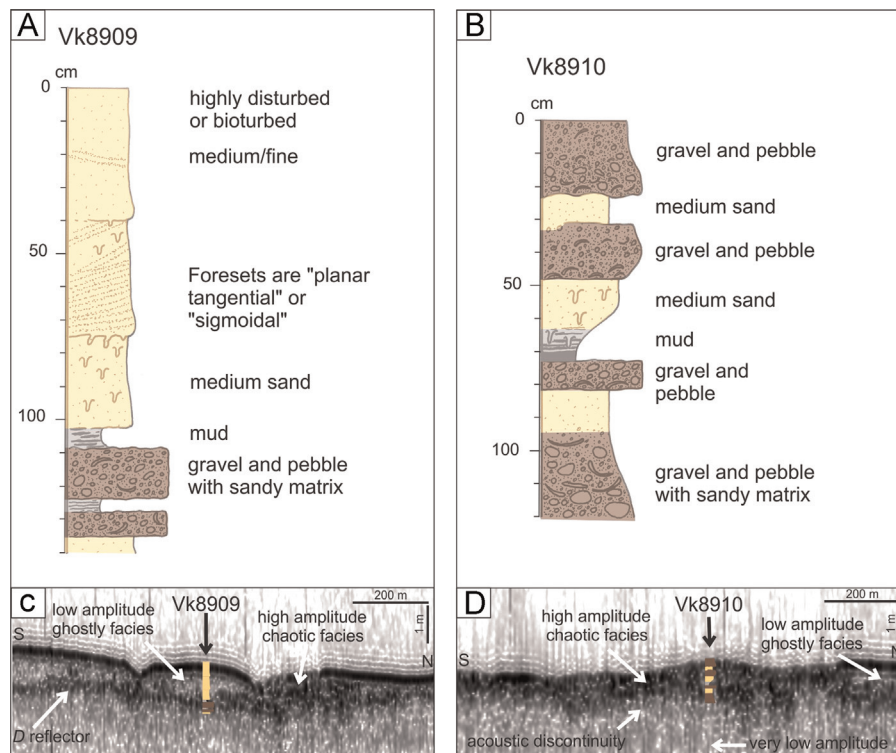


Fig. 6. (A) Vibrocore 8909 (1.4 m long) collected in fine-grained sediments. (B) The 1.2-m-long vibrocore 8910 was collected in coarse-grained sediments. (C and D) Calibration of sub-bottom profiler data. Three acoustic facies were observed. See Fig. 5C for location.

interbedded with the adjacent coarse blanket. Thus, the coarse-grained blankets appeared to be lying in front of the sand patches (wedge-shaped coarse blankets) or, as above, locally overlying the southern extremities of the sand patches, whereas the sand patches were found systematically overlying the coarse blankets on their eastern (shoreward) extremities. This whole superficial reworked cover lay on the non-reworked coarse unconsolidated substratum (U1, Fig. 3).

The isopach map (Fig. 9), which was made using only the SBP120 data, represents the thickness of the sand patches. The thickest areas (3–6 m), visible on the northeastern part of the map,

correspond to the offshore edge of the neighboring Arcachon inlet ebb delta and are not representative of the study area. On the inner shelf, the average thickness of the studied sand patches ranges from 0.5 to 2 m. As suggested by their morphology, the sand patches are anisopach. They are generally thicker at the western and southern extremities on a vertical axis from their crests. Excluding the ebb tidal delta, a total fine sand volume of 22,000,000 m³ for a surface area of 24,000,000 m² was estimated at a water depth of 28–38 m (1 m thick on average, if this fine sand stock were uniformly spread). The gray scale lines represent the thickness of the sand patches where they are overlaid by a coarse

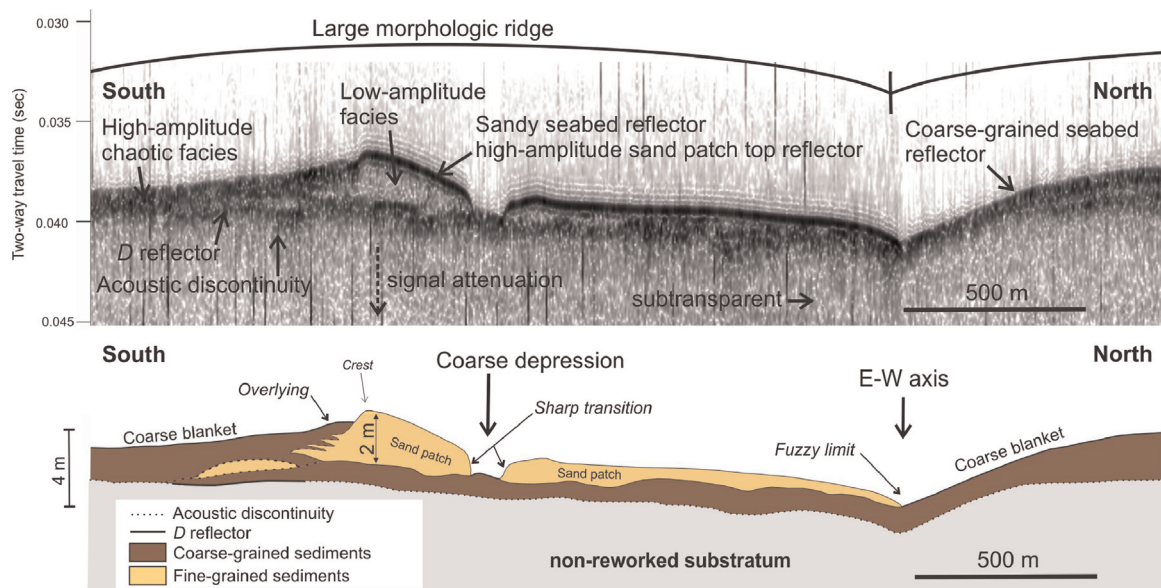


Fig. 7. Sub-bottom very high resolution seismic profile analysis collected by the SBP120 profiler. North-south profile at a water depth of 36 m. See Figs. 2, 4, or 5C for location.

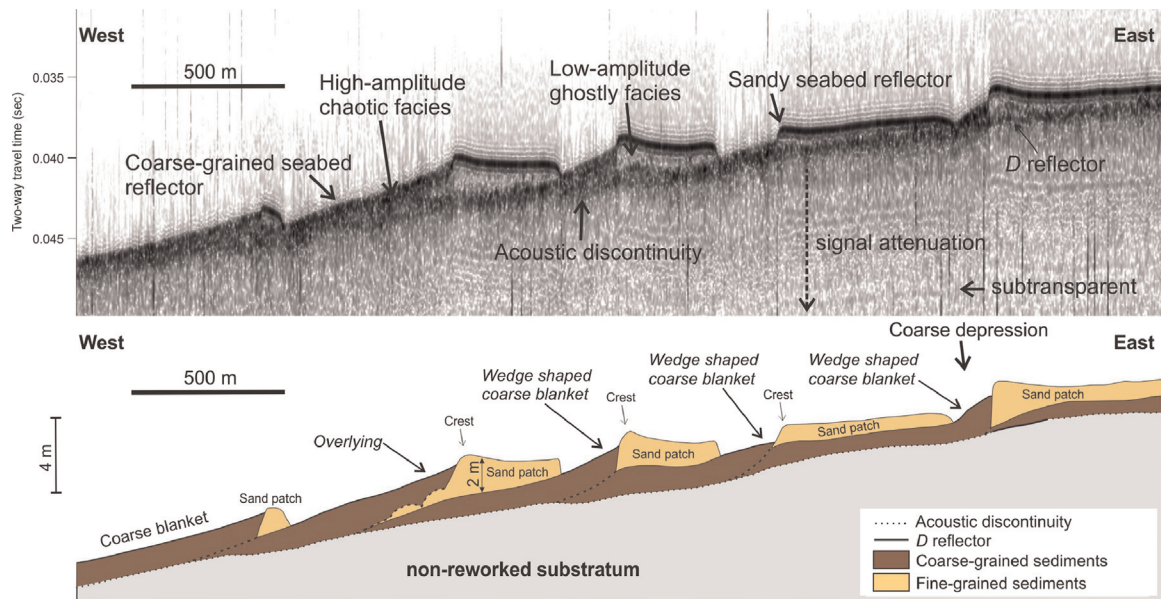


Fig. 8. Sub-bottom very high resolution seismic profile analysis collected by the SBP120 profiler. East–west profile at a water depth of 30–40 m. See Figs. 2, 4, or 5C for location.

sediment blanket. The map clearly shows that this particular kind of overlaying usually concerns the southwestern termination of the affected sand patches (Fig. 9B–E).

Third-order sedimentary bodies corresponding to groups of dune-like features lie in areas of wide, coarse sediment and are

isolated from neighboring sand patches (Fig. 10A and C), similar to those observed by Cacchione et al. (1987). Because these features were nearing the resolution limit of most of our bathymetric data, the shape of their transversal cross-section was difficult to determine. According to the highest-resolution bathymetric data

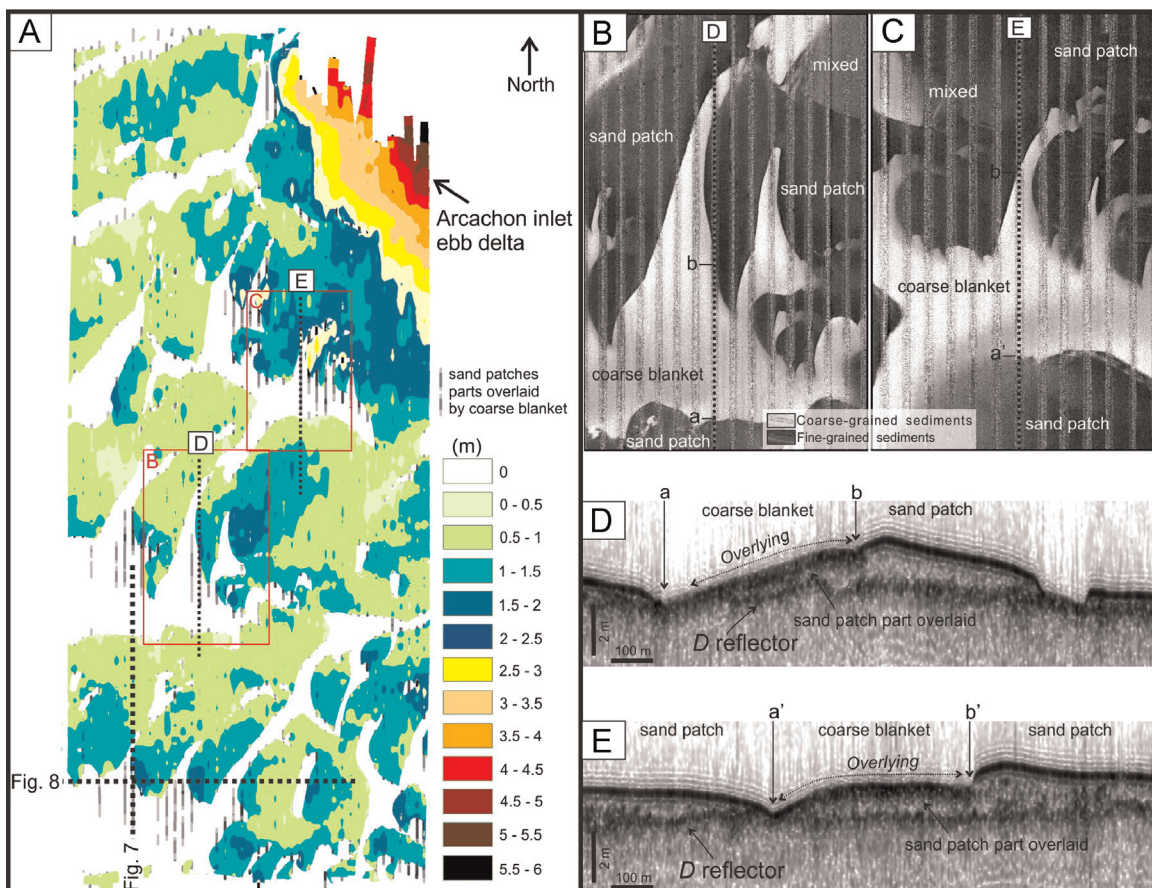


Fig. 9. (A) Isopach map of sand patches (m). Gray scale lines represent the thickness of the sand patches where they are overlaid by coarse-grained sediments (see Fig. 2 for location). (B and C) Seafloor images of acoustic backscatter (See Fig. 9A for location). (D and E) Sub-bottom very high resolution seismic profile analysis collected by the SBP120 profiler (See Fig. 9A–C for location).

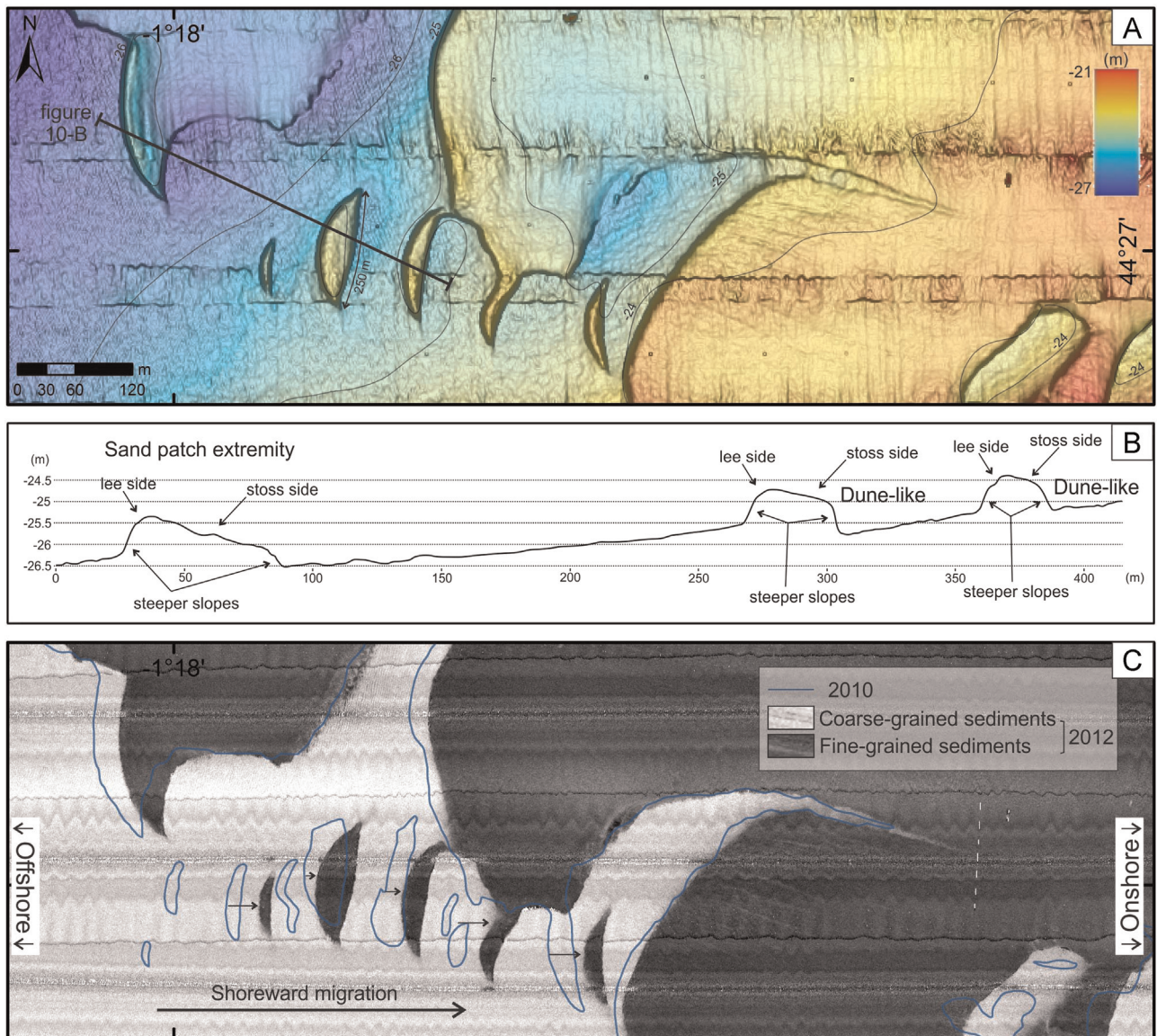


Fig. 10. (A) Sea-floor images of multibeam bathymetry (data from 2012). (B) East–west cross-shore topographic sections derived from the bathymetric maps (see Fig. 10A for location). (C) Seafloor images of acoustic backscatter (2012) and comparison of third-order data between 2010 (blue) and 2012 (black and white shading). See Fig. 2 for location. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

(EM2040, 1.5 m resolution), however, at least one of these dune-like features is asymmetrical in shape, with a westward lee side and eastward stoss side (Fig. 10B), both of which exhibit a steep slope upon contact with the coarse sediment domain. Their sub-linear crests are oriented N10°–N30° (subparallel to the shore), and they range from 50 to 250 m in length, 20–50 m in width, and 0.5–2 m in thickness. These dune-like features share morphological and lithological similarities with the extremities of the sand patches previously described. In particular, both sedimentary bodies are composed of medium and fine sand (Fig. 10C).

Fourth-order sedimentary bodies are located in areas covered with both coarse and fine sediments. In areas covered with coarse sediments (deposits with a D50 of 3.4 mm), side-scan sonar data (Fig. 4C, 33 m water depth) showed large ripples that are usually straight, sometimes bifurcated and that have the same northeast–southwest orientation (N15°). Their estimated amplitude was under 25 cm and their mean wavelength was 2.2 m. In areas covered with fine-grained sediments, wave-generated ripples did not appear on the side-scan sonar, due to the low resolution of the device. Photographs of the sea-floor revealed symmetrical ripples,

however, that are oriented northeast–southwest (Fig. 4D) in these areas. Their dimensions are smaller than those found in areas covered with coarse-grained sediment, with amplitudes of about 15 cm and mean wavelengths of about 30 cm. It should be noted that the presence of these two types of ripples is widespread on the Aquitaine shelf, regardless of water depth (Cirac et al., 2000). The morphology of these ripples (symmetrical) and their orientation (N15°, i.e. perpendicular to mean swell direction) leads us to view them as large wave-generated orbital ripples, as observed by Traykovski et al. (1999) and Arduin et al. (2002) on continental shelves.

The time-lapse side-scan sonar and imagery database allowed the movement of the limits of the patchy sorted bedforms to be studied over the period of 1984–2013, at a water depth of 25 m–39 m. For this purpose, only clear-cut and well-contrasted boundaries between the fine (low reflectance) and coarse (high reflectance) sediments were used. Ragged or ill-defined boundaries were not included in this investigation (Fig. 11).

Over the past 29 years, at the largest scales, the location of second-order sedimentary bodies (patchy sorted bedforms) has

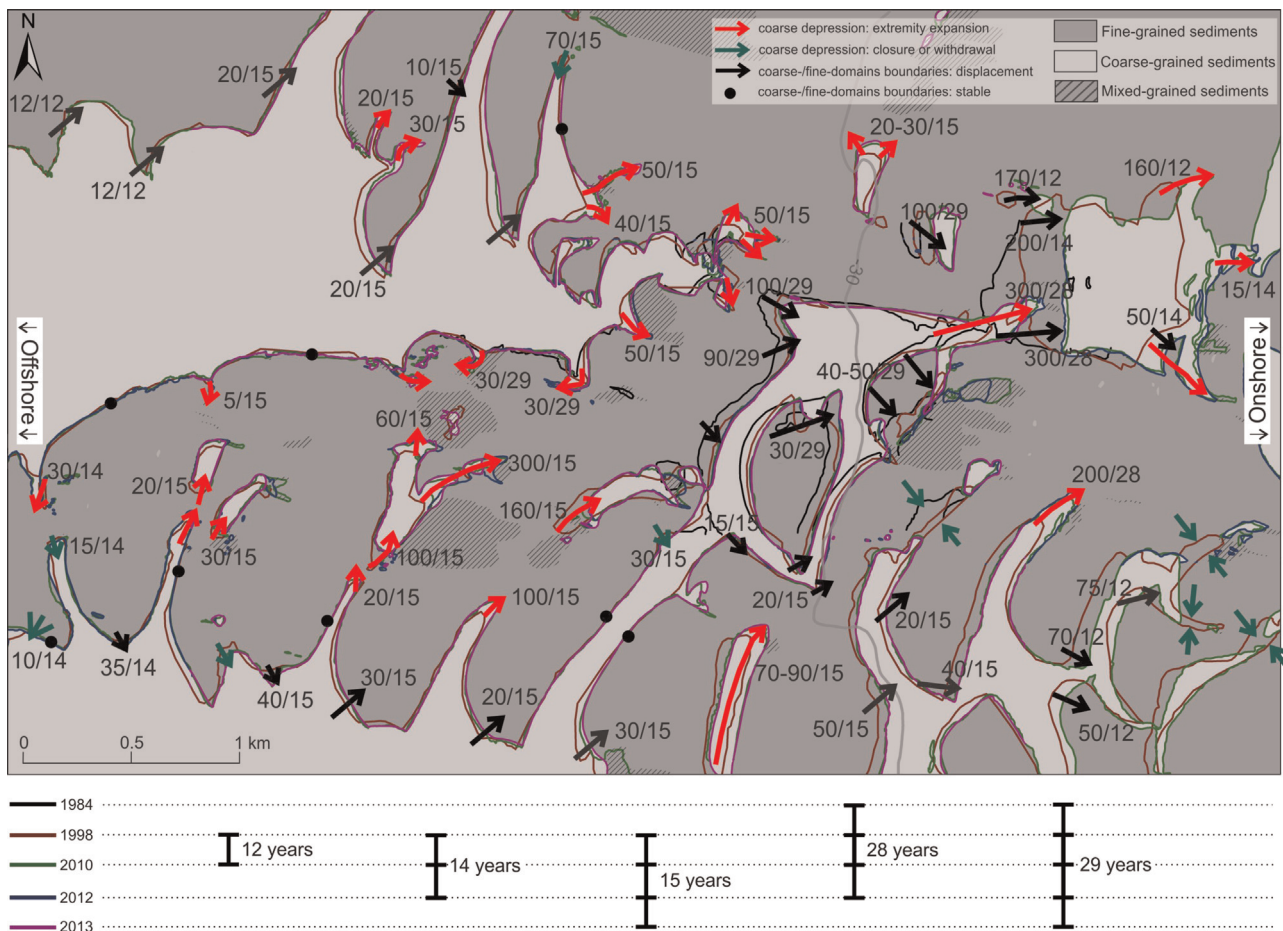


Fig. 11. Analysis of the movement of well-defined limits on reflectivity data between 1984, 1998, 2010, 2012, and 2013, at a water depth of 25–39 m: “movement in meters/gap in years between the first and last mission.” See Fig. 2 for location. (For interpretation of the references to color in this figure, the reader is referred to the web version of this article.)

remained remarkably stable, as has their overall appearance. However, at the second-order scale, three small but constant movements have been observed: (1) the majority of second-order elongated coarse depressions have been expanding at their extremities (red arrow; Fig. 11) (up to 300 m over 15 years); (2) some second-order depressions have closed or retreated (green arrows; Fig. 11); (3) some coarse-/fine-grained sediment boundaries have moved toward the northeast or southeast (black arrows; Fig. 11) (up to 75 m over 12 years). A few boundaries have remained stable over the 29 years (black dots; Fig. 11), while others have moved by about 300 m over 15 years. Comparison of data related to third-order bedforms between 2010 and 2012 (Fig. 10C) showed submarine dune-like features migrating shoreward with displacements ranging from 14 to 66 m over these two years.

4. Discussion

4.1. Morphosedimentary evolution

The high-resolution dataset (1–5 m) covered 150 km² and allowed observations at different scales. We highlight the presence of large “morphological ridges” perpendicular (N80°) to the shoreline (Fig. 5). Prior to the present study, descriptive analyses of the Aquitaine inner shelf had only covered a surface area of 40 km² (Cirac et al., 1997, 2000). This area was too restricted to detect the large-scale morphological features we observed in the present dataset (Fig. 5). The largest bedforms found along the inner shelf,

excluding the tidal sandbanks, were shoreface-connected ridges (Stride, 1982). These shoreface-connected ridges were elongated, periodic undulations of the seafloor with wavelengths in the order of a few kilometers, ridge heights reaching 7 m, and crest lengths ranging from 5 to 50 km. They were connected to the shoreface and extended seaward with an oblique orientation in respect to the shoreline (Thieler et al., 2014; van de Meene and van Rijn, 2000). In our study area, the large morphological ridges had a similar wavelength, in the order of a few kilometers, and a crest length in the order of 10 km. Their orientation remained perpendicular to the shoreline, however, the ridge height did not exceed 2 m. The presence of shoreface-connected ridges suggests a relatively high sediment supply whereas sorted bedforms are characterized by a relatively low sediment supply (Thieler et al., 2014). It therefore seems unlikely that shoreface-connected ridges can coexist (in time and place) with sorted bedforms. Our large “morphological ridges” were covered by patchy sorted bedforms. Moreover, the relief was very low (less than 2 m) and they appeared to have a clear sediment sorting pattern related to bathymetry (sediment sorting at the updrift, and downdrift edges seem to be “sharp” and not degraded or reworked, suggesting active sorting). Fig. 7 shows coarse sediment on the southern flanks and fine sediment on the northern flanks. The measured currents (ADCP) were directed northward (i.e. coarse sediment on the updrift flank and fine sediment on the downdraft flank). They had all the characteristics of sorted bedforms of a scale (wavelength) larger than any sorted bedforms previously observed (in comparison with the classification by Coco et al. 2007b). Recent models

(Coco et al., 2007a, 2007b; Goldstein et al., 2014; Murray and Thielert, 2004) show, however, that sorted bedform size does not saturate when currents are asymmetrical (in this case the currents measured by the ADCP), suggesting that bedforms can continue to grow in size and become quite large.

At a second-order scale, our patchy sorted bedforms alternately involve fine-grained sediment (medium to fine sand), known as sand patches, and depressions blanketed with coarse-grained sediments (coarse sand and pebbles) (Figs. 4 and 5). These sedimentary features have a low relief in our study area, with a vertical amplitude of under 2 m and very irregular spacing, ranging from meters to kilometers (Fig. 9). The average grain-size distribution varies significantly (Fig. 4), both for coarse (D50, 0.5–5 mm) and fine-grained sediments (D50, 0.16–0.4 mm). Nevertheless, each sediment sample exhibits unimodal and well-sorted distribution. Only sediments considered “mixed” have a bimodal distribution. A comparison of the bedforms of the Aquitaine inner shelf with equivalent sorted bedforms reported worldwide (see Section 1) shows similar shapes, dimensions, and grain-size distributions (Diesing et al., 2006; Goff et al., 2005; Green et al., 2004; Gutierrez et al., 2005).

This study brings a new understanding of the sorted bedforms along the Aquitaine inner shelf, thanks to sub-bottom data (chirp; Figs. 7 and 8). Three new characteristics have been identified: (1) the morphology of the sand patches does not appear to be inherited from the underlying coarse substrate paleo-topography. (2) The thickness of the sand patches varies from 0.5 m to 2 m. This is consistent with the results of Cirac et al. (2000), showing a maximum thickness of 2 m for such sand patches over the north Aquitaine shelf. These observations suggest that the thickness of the sand patches should be similar over the entire Aquitaine inner shelf. (3) The seabed succession of coarse- and fine-grained domains corresponds in a cross-section to a lateral succession of wedge-shaped coarse-grained blankets lying in front (southwestward) of slightly thicker sand patches (Figs. 7 and 8). The sand patches usually overlie the following northeastward wedge-shaped coarse blankets (Figs. 7 and 8). In turn, the coarse blankets can occasionally overlie the southwestern extremities of the sand patches (Figs. 7–9D and 9E). Fig. 12 illustrates this complex succession and the local interbedding of the sand patches and coarse blankets. Coarse sediments are visible on the sea floor and no longer appear to correspond to a restricted area of erosion. In several works of related literature on sorted bedforms (Bellec et al., 2010; Goff et al., 2005; Schwab et al., 1996, 2013; Siringan

and Anderson, 1994; Tauber and Emeis, 2005), very high-resolution seismic (Chirp) profiles present similarities with the present dataset. In these studies, three units have been identified: (1) the substratum, (2) coarse-grained sediments, and (3) fine-grained sediments (fine sands or levees containing sandy sediment). The overlying of the sand patches by coarse-grained sediment blankets is less common and cannot be explained by such a simple process as an interaction between bathymetry and flow. It appears to involve a sorting feedback mechanism, as described by Green et al. (2004), in which coarse sand is found in suspension with fine sand when waves are highest, suggesting that coarse sand (resuspended from the coarse domain) can be dispersed onto the adjacent fine-sand plain (at least along the same isobath). Such imbrication could correspond to the fine/coarse sand interbedding described in cores by Trembanis and Hume (2011) in a sorted bedform area.

All the sedimentary features described in this study (sand patches and coarse blankets) were located above the acoustic discontinuity and D reflector (when present). The wave ravinement surface (WRS) described on the Aquitaine continental shelf (about 5 km northward of our study area) off the “Cap Ferret” littoral spit (Féniès and Lericolais, 2005), was studied using a single trace sparker. This WRS, which erodes the upper part of the transgressive system tract of the Leyre-incised valley, corresponded with the sparker signal thickness, ranging from 2 to 3 twt ms under the seabed. The acoustic discontinuity and D reflector were both observed on our sub-bottom data in the same depth range under the seabed (2–3 twt ms). Accordingly, our acoustic discontinuity and D reflector (when present) could be interpreted as corresponding to the WRS described northward. Such an interpretation is consistent with (1) the correlation of core VK8909 and the sub-bottom profile (Fig. 7A and C), where the D reflector correlates with the lithological unit of gravel and pebbles that may correspond to the “lag deposit” associated with a WRS, (2) the similarity of our data and geometry with that of Schwab et al. (2014) on the north American shelf, which clearly identified a Holocene WRS just below the modern reworked deposit in the same environment. However, unlike Féniès and Lericolais (2005) (Aquitaine shelf/Sparker) and Schwab et al. (2014) (Northeast American shelf/Chirp), we did not clearly identify an erosional truncation at the top of unit U1. The rapid signal attenuation beneath the acoustic discontinuity/D reflector prevented such observation. The erosive nature of the acoustic discontinuity could not be clearly established and its interpretation as a Wave Ravinement Surface therefore remains subject to discussion.

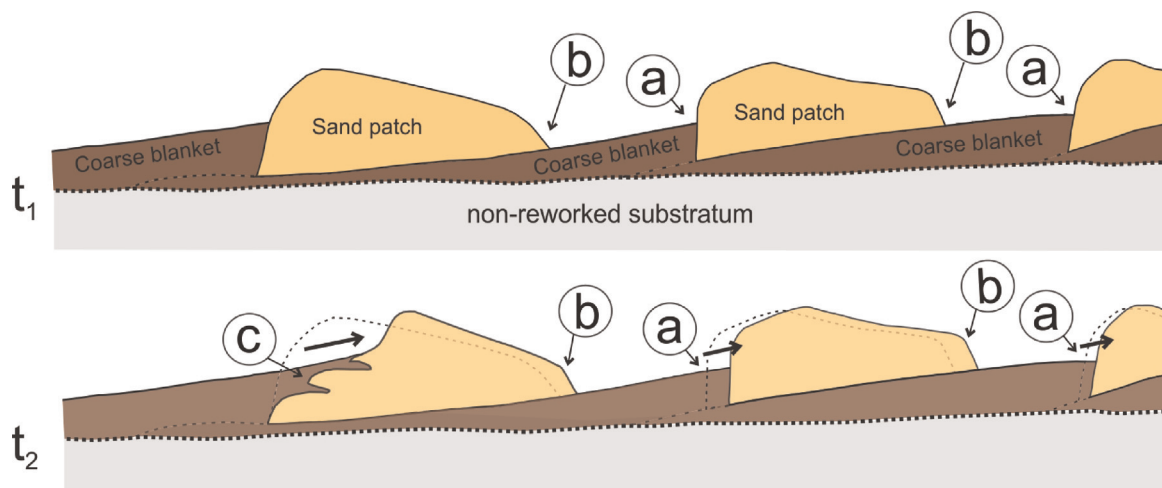


Fig. 12. A two-panel conceptual model showing idealized cross sections, illustrating the imbrications of the sand patches and coarse blankets over time: (a) wedge-shaped coarse-grained blankets lying in front (southwestward) of slightly thicker sand patches; (b) sand patches overlying the following northeastward wedge-shaped coarse blankets; and (c) coarse blankets overlying the southwestern extremities of the sand patches.

This study has shown the reduction or absence of sorted bedforms toward the northeastern part of the study area, close to the Arcachon ebb tidal delta. At present, the north of the study area, constituted by the ebb tidal delta area, contains a large quantity of medium and fine sand (deposit thickness > 6 m). The influence of the ebb tidal delta remains poorly understood, however referring to the work of Thielert et al. (2014), a large-sediment supply could inhibit the development of sorted bedforms.

4.2. Time lapse analysis

Seven reflectivity surveys were performed between 1984 and 2013 in the study area, at water depths ranging from 24 to 50 m. These surveys allowed for the analysis of the evolution of sorted bedform shape over time (Fig. 11), bringing a new outlook to the dynamics of the Aquitaine shelf. Patchy sorted bedforms have remained remarkably persistent throughout the period studied and over a large surface area, and the general patterns of the sorted bedforms have not shown any major evolution: the overall shape of the sorted bedforms has remained the same and the particular features can be easily recognized from one survey to another. However, at a smaller scale, two points can be highlighted: (1) second-order coarse depressions have become longer and correspond to the regions with the most significant sediment dynamics (red arrows in Fig. 11: with a maximum of 300 m over 15 years). These depressions seem to grow mostly in length and to almost “bisect” the sand patches, generally with a northeastward trend (parallel to their lengthening), but their width has remained relatively constant. (2) The limits of the coarse/fine-grained sediments have mainly been shifting toward the east (black and yellow arrows in Fig. 11: with a maximum of 75 m over 12 years, and an overall shoreward movement).

At an annual timescale, some studies have focused on the migration of patchy sorted bedforms (Diesing et al., 2006; Harrison, 2003; Tauber and Emeis, 2005), and all of them have concluded that large-scale morphologies are stable over time. However, high-resolution analysis has revealed some tiny changes in the shape or appearance of new features. The present results support previous studies reporting both the stability and persistence of sorted bedforms over a large surface area as well as the frequent remobilization of fine and coarse-grained sediments at a smaller-scale. Previous studies on the Aquitaine inner shelf have been based on morphological observations, however, and have never included any comparison of the same area at different periods in time (Berné, 1999; Cirac et al., 2000). The asymmetry of the sand patches with a seaward lee side and a shoreward stoss side had previously suggested a seaward migration. In contrast, we observed an overall shoreward migration (Fig. 11) for the patchy sorted bedforms over the last 29 years. The similar lee- and stoss-side orientation in submarine dune-like features also revealed an onshore migration (of up to 66 m) between 2010 and 2012, which was a counter-intuitive migration as observed by Franzetti et al. (2013) (Fig. 10C).

Thus, over the past 29 years, our study has shown the persistence of patchy sorted bedforms, with generally no appearance or loss of coarse- and fine-grained domains at least in a range of 24–50 m water depth (Fig. 11). As previously indicated, the hydrodynamics of the Aquitaine inner shelf are dominated by processes related to wave- and storm-induced currents (Barthe and Castaing, 1989; Castaing, 1981). This is coherent with the model of Green et al. (2004) who presented the idea that storms strengthen sorting feedback and expel fine grains from coarse domains, contributing to the persistence of sorted bedforms. Our study area also included a very large area of coarse-grained sediments, which was a necessary feature in sustaining the sorted bedform fields (Goldstein et al., 2011).

Seismic analysis has shown wedge-shaped coarse-grained blankets lying in front of the sand patches or locally overlying the southern extremities of the sand patches, whereas sand patches systematically overlie the coarse blankets on their eastern (shoreward) extremities. Such northeastern imbrication suggests a synchronous migration of these two second-order features toward the northeast. The movement of sediment bodies suggested by the sub-bottom profiler data (Figs. 7–9) confirms the movements evidenced on the map showing evolution over time (weak northeastward migration over the last 29 years) (Fig. 11). These results suggest a coastward/northeastward “dynamic” with the persistence or recurrence of (current) forcing conditions in this direction. The northward component of this “dynamic” corresponds to the summer and autumn shelf northward current pulses (up to 50 cm/s) described by Batifoul et al. (2012, 2013), Le Boyer et al. (2013), and Kersalé et al. (2014). Nevertheless, to date, no in-situ bottom-current meter records have corresponded with the eastward component of this dynamic. Among the known Aquitaine shelf hydrodynamic processes, high-energy North-Atlantic swells, traveling mainly from the west–northwest sector (Butel et al., 2002) and producing large wave-generated ripples in the area (orientation: N15°; Fig. 2), appear as a potential forcing factor for this eastward (shoreward) component of the weak migration of the sorted bedforms. However, further investigation is needed to argue for such bedform migration swell control.

5. Conclusions

The descriptive and comparative analysis of the geophysical and sedimentological datasets in the area known as “La Salie” on the Aquitaine inner shelf of the French Atlantic coast has led to the following key results:

- (1) At a water depth of 24–50 m, sorted bedforms have been observed with different morphologies depending on the scale of observation. These sedimentary bodies have been characterized at a first-order scale by large cross-shore “morphological ridges” conform to the properties of very large sorted bedforms. Second-order sedimentary bodies are composed of medium to fine sand patches, with a thickness of 0.5–2 m, cut by smaller elongated coarse sediment-blanketed depressions. This second-order pattern corresponds to the patchy sorted bedforms largely described in the literature. In particular, the sub-bottom profiler data has revealed that sand patches predominantly overlie the coarse-grained blankets on their eastern (shoreward) extremities and that coarse-grained blanket wedges are found in front of the sand patches (southwestward) or locally overlying the southwestern extremities of the sand patches. Third-order sedimentary bodies, corresponding to groups of dune-like features, lie in wide areas of coarse sediment and are isolated from the neighboring sand patches. Finally, the entire inner shelf is covered by wave-generated ripples that are larger where sediments are coarse-grained than where sediments are fine-grained.
- (2) Over the past 29 years, over a large surface area, the location of patchy sorted bedforms has remained remarkably stable, as has their overall appearance (shape). However, at a smaller scale, small but persistent second-order movements have been observed: the elongation of coarse depressions at their extremities (with a maximum of 300 m over 15 years) and the movement of coarse-/fine-grained sediment boundaries toward the northeast and southeast (with a maximum of 75 m over 12 years). The general movement has remained shoreward oriented as has the migration of third-order submarine dune-like features.

- (3) Our study has shown the persistence of sorted bedforms in a storm-dominated environment, supporting previous observational approaches (Green et al., 2004) that have demonstrated the importance of recurrent storms in maintaining sorted bedforms.

We should point out, however, that from a water depth of 24–50 m, the available sedimentary stock appears to have been migrating shoreward, both in the reflectivity time-lapse survey (29 years) and the sub-bottom profiler data (no time calibration). This study does not address the question of cross-shore sediment exchange between the beach and the inner shelf. More research is needed at a water depth of 10–24 m, where the absence of large datasets does not allow conclusions to be drawn on this point. Nevertheless, the present observations confirm that the Aquitaine inner shelf constitutes an area where remobilized non-cohesive sediments are stored (1 m³ per m² on average on the inner shelf).

Acknowledgments

We would like to thank the captains and crews of the R/V *La Thalia*, *Le Suroît*, and *Le Beautemps-Beaupré* for their assistance during the SEDYMAQ, ITSAS, and PROTEVS DUNES cruises. We would like to thank the SHOM for providing us with the bathymetric data from the ECORS project. We warmly thank G. Chabaud at the University of Bordeaux for his technical support. We thank Es. B. Goldstein and two anonymous reviewers for their valuable comments which greatly improved this manuscript. We are also grateful to N. Sénéchal and B. Castelle for their fruitful discussions. This Ph.D. study has been funded by the Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM, BRGM-DAJ/JAC/JUR/PEZ N°2011 059) and the Délégation Générale de l'Armement (DGA, DGA 2010 60 049), with additional funding from "Actions Marges" (INSU program).

References

- Allen, G., Castaing, P., 1977. Carte de répartition des sédiments superficiels sur le plateau continental du Golfe de Gascogne. Bull. Inst. Géol. Bassin Aquit., 255–260.
- Arbouille, D., 1987. La sédimentation de la plate-forme continentale nord-aquitaine au Quaternaire terminal: un exemple de système transgressif (Doctoral dissertation). Bordeaux 1.
- Arduin, F., Drake, T., Herbers, T., 2002. Observations of wave-generated vortex ripples on the North Carolina continental shelf. J. Geophys. Res. 107, 3143.
- Barthe, X., Castaing, P., 1989. Etude théorique de l'action des courants de marée et des houles sur les sédiments du plateau continental du Golfe de Gascogne. Oceanol. Acta 12, 325–334.
- Batifoul, F., Lazure, P., Bonneton, P., 2012. Poleward coastal jets induced by westerlies in the Bay of Biscay. J. Geophys. Res.: Oceans 117, C03023.
- Batifoul, F., Lazure, P., Velo-Suarez, L., Maurer, D., Bonneton, P., Charria, G., Dupuy, C., Gentien, P., 2013. Distribution of Dinophysis species in the Bay of Biscay and possible transport pathways to Arcachon Bay. J. Mar. Syst. 109, S273–S283.
- Bellec, V.K., Bøe, R., Rise, L., Slagstad, D., Longva, O., Dolan, M.F., 2010. Rippled scour depressions on continental shelf bank slopes off Nordland and Troms, Northern Norway. Cont. Shelf Res. 30, 1056–1069.
- Bellec, V.K., Cirac, P., 2010. Internal architecture of the soft sediment cover of the South-Aquitaine shelf (Bay of Biscay): a record of high frequency sea level variations? C. R. Geosci. 342, 79–86.
- Berné, S., 1999. Dynamique, architecture et préservation des corps sableux de plate-forme. Université de Lille 1, Lille (111 p. (accreditation to supervise research, HDR)).
- Black, K.P., Healy, T.R., 1988. Formation of ripple bands in a wave-convergence zone. J. Sediment. Res. 58, 195–207.
- Butel, R., Dupuis, H., Bonneton, P., 2002. Spatial variability of wave conditions on the French Atlantic coast using in-situ data. J. Coast. Res., 96–108.
- Cacchione, D., Field, M., Drake, D., Tate, G., 1987. Crescentic dunes on the inner continental shelf off northern California. Geology 15, 1134–1137.
- Cacchione, D.A., Drake, D.E., Grant, W.D., Tate, G.B., 1984. Rippled scour depressions on the inner continental shelf off central California. J. Sed. Pet. 54, 1280–1291.
- Castaing, P., 1981. Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes, Cas de la Gironde (Doctoral dissertation). Bordeaux 1 (530 p).
- Charles, E., Idier, D., Thiébot, J., Le Cozannet, G., Pedreros, R., Arduin, F., Planton, S., 2012. Present wave climate in the Bay of Biscay: spatiotemporal variability and trends from 1958 to 2001. J. Clim. 25, 2020–2039.
- Cirac, P., Berne, S., Castaing, P., Weber, O., 2000. Processus de mise en place et d'évolution de la couverture sédimentaire superficielle de la plate-forme nord-aquitaine. Oceanol. Acta 23, 663–686.
- Cirac, P., Berné, S., Lericolais, G., Weber, O., 1997. Séquences de dépôt dans le Quaternaire terminal du plateau continental nord-aquitain (océan Atlantique, France). Bull. Soc. Géol. Fr. 168, 717–725.
- Coco, G., Murray, A.B., Green, M.O., 2007a. Sorted bed forms as self-organized patterns: 1. Model development. J. Geophys. Res.: Earth Surf. 112, F03015.
- Coco, G., Murray, A.B., Green, M.O., Thiel, E.R., Hume, T.M., 2007b. Sorted bed forms as self-organized patterns: 2. Complex forcing scenarios. J. Geophys. Res.: Earth Surf. 112, F03016.
- Cummings, D.J., Dumas, S., Dalrymple, R.W., 2009. Fine-grained versus coarse-grained wave ripples generated experimentally under large-scale oscillatory flow. J. Sediment. Res. 79, 83–93.
- Dalrymple, R.W., 1984. Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy. Sedimentology 31, 365–382.
- Davis, A.C.D., Kvitek, R.G., Mueller, C.B.A., Young, M.A., Storlazzi, C.D., Phillips, E.L., 2013. Distribution and abundance of rippled scour depressions along the California coast. Cont. Shelf Res. 69, 88–100.
- Diesing, M., Kubicki, A., Winter, C., Schwarzer, K., 2006. Decadal scale stability of sorted bedforms, German Bight, southeastern North Sea. Cont. Shelf Res. 26, 902–916.
- Eitrem, S.L., Anima, R.J., Stevenson, A.J., 2002. Seafloor geology of the Monterey Bay area continental shelf. Mar. Geol. 181, 3–34.
- Féniès, H., Lericolais, G., 2005. Architecture interne d'une vallée incisée sur une côte à forte énergie de houle et de marée (vallée de la Leyre, côte aquitaine, France). C. R. Geosci. 337, 1257–1266.
- Ferrini, V.L., Flood, R.D., 2005. A comparison of Rippled Scour Depressions identified with multibeam sonar: evidence of sediment transport in inner shelf environments. Cont. Shelf Res. 25, 1979–1995.
- Franzetti, M., Le Roy, P., Delacourt, C., Garlan, T., Cancouët, R., Sukhovich, A., Deschamps, A., 2013. Giant dune morphologies and dynamics in a deep continental shelf environment: example of the banc du four (Western Brittany, France). Mar. Geol. 346, 17–30.
- Goff, J.A., Mayer, L.A., Traykovski, P., Buynevich, I., Wilkens, R., Raymond, R., Glang, G., Evans, R.L., Olson, H., Jenkins, C., 2005. Detailed investigation of sorted bedforms, or "rippled scour depressions," within the Martha's Vineyard Coastal Observatory, Massachusetts. Cont. Shelf Res. 25, 461–484.
- Goldstein, E., Coco, G., Murray, A., Green, M., 2014. Data-driven components in a model of inner-shelf sorted bedforms: a new hybrid model. Earth Surf. Dyn. 2, 67–82.
- Goldstein, E.B., Murray, A.B., Coco, G., 2011. Sorted bedform pattern evolution: persistence, destruction and self-organized intermittency. Geophys. Res. Lett. 38, L24402.
- Green, M.O., Vincent, C.E., Trembanis, A.C., 2004. Suspension of coarse and fine sand on a wave-dominated shoreface, with implications for the development of rippled scour depressions. Cont. Shelf Res. 24, 317–335.
- Gutierrez, B.T., Voulgaris, G., Thiel, E.R., 2005. Exploring the persistence of sorted bedforms on the inner-shelf of Wrightsville Beach, North Carolina. Cont. Shelf Res. 25, 65–90.
- Harrison, S., Locker, S., Hine, A., Edwards, J., Naar, D., Twichell, D., Mallinson, D., 2003. Sediment-starved sand ridges on a mixed carbonate/siliciclastic inner shelf off west-central Florida. Mar. Geol. 200, 171–194.
- Hume, T.M., Oldman, J.W., Black, K.P., 2000. Sediment facies and pathways of sand transport about a large deep water headland, Cape Rodney, New Zealand. N. Z. J. Mar. Freshw. Res. 34, 695–717.
- Hunter, R.E., Dingler, J.R., Anima, R.J., Richmond, B.M., 1988. Coarse-sediment bands on the inner shelf of southern Monterey Bay, California. Mar. Geol. 80, 81–98.
- Hunter, R.E., Thor, D.R., Swisher, M.L., 1982. Depositional and Erosional Features of the Inner Shelf, Northeastern Bering Sea.
- Idier, D., Castelle, B., Charles, E., Mallet, C., 2013. Longshore sediment flux hindcast: spatio-temporal variability along the SW Atlantic coast of France. J. Coast. Res. Special Issue 65, 1785–1790.
- Idier, D., Pedreros, R., Oliveros, C., Sottolichio, A., Choppin, L., Bertin, X., 2006. Contributions respectives des courants et de la houle dans la mobilité sédimentaire d'une plate-forme interne estuarienne. Exemple: le seuil inter-insulaire, au large du pertuis d'Antioche, France. C. R. Geosci. 338, 718–726.
- Idier, D., Romieu, E., Pedreros, R., Oliveros, C., 2010. A simple method to analyse non-cohesive sediment mobility in coastal environment. Cont. Shelf Res. 30, 365–377.
- Kersalé, M., Marié, L., Le Cann, B., Serpette, A., Lathuilière, C., Le Boyer, A., 2014. Subinertial poleward along-shore currents on the shelf and the slope of the Bay of Biscay, ISOBAY14, 11–13 June 2014, Bordeaux, France.
- Lafon, V., Dupuis, H., Butel, R., Castelle, B., Michel, D., Howa, H., De Melo Apoluceno, D., 2005. Morphodynamics of nearshore rhythmic sandbars in a mixed-energy environment (SW France): 2. Physical forcing analysis. Estuar. Coast. Shelf Sci. 65, 449–462.
- Le Boyer, A., Charria, G., Le Cann, B., Lazure, P., Marié, L., 2013. Circulation on the shelf and the upper slope of the Bay of Biscay. Cont. Shelf Res. 55, 97–107.
- Morang, A., McMaster, R.L., 1980. Nearshore bedform patterns along Rhode Island from side-scan sonar surveys. J. Sediment. Res. 50, 831–839.

- Murray, A.B., Goldstein, E.B., Coco, G., 2014. The shape of patterns to come: from initial formation to long-term evolution. *Earth Surf. Process. Landf.* 39, 62–70.
- Murray, A.B., Thieler, E.R., 2004. A new hypothesis and exploratory model for the formation of large-scale inner-shelf sediment sorting and “rippled scour depressions”. *Cont. Shelf Res.* 24, 295–315.
- Nelson, T.R., Voulgaris, G., 2014. Temporal and spatial evolution of wave-induced ripple geometry: Regular versus irregular ripples. *J. Geophys. Res.: Oceans* 119, 664–688.
- Pederos, R., Howa, H.L., Michel, D., 1996. Application of grain size trend analysis for the determination of sediment transport pathways in intertidal areas. *Mar. Geol.* 135, 35–49.
- Reynaud, J.-Y., Dalrymple, R., 2012. Shallow-marine tidal deposits. In: Davis Jr, R.A., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer, Netherlands, pp. 335–369.
- Schwab, W.C., Baldwin, W.E., Denny, J.F., Hapke, C.J., Gayes, P.T., List, J.H., Warner, J.C., 2014. Modification of the Quaternary stratigraphic framework of the inner-continental shelf by Holocene marine transgression: an example offshore of Fire Island, New York. *Mar. Geol.* 355, 346–360.
- Schwab, W.C., Baldwin, W.E., Hapke, C.J., Lentz, E.E., Gayes, P.T., Denny, J.F., List, J.H., Warner, J.C., 2013. Geologic Evidence for Onshore Sediment Transport from the Inner Continental Shelf: Fire Island, New York. *J. Coast. Res.*, 526–544.
- Schwab, W.C., Rodriguez, R.W., Danforth, W.W., Gowen, M.H., 1996. Sediment distribution on a storm-dominated insular shelf, Luquillo, Puerto Rico, U.S.A. *J. Coast. Res.* 12, 147.
- Schwarzer, K., Diesing, M., Larson, M., Niedermeyer, R.-O., Schumacher, W., Furmanczyk, K., 2003. Coastline evolution at different time scales—examples from the Pomeranian Bight, southern Baltic Sea. *Mar. Geol.* 194, 79–101.
- Siringan, F.P., Anderson, J.B., 1994. Modern shoreface and inner-shelf storm deposits off the East Texas Coast, Gulf of Mexico. *J. Sediment. Res.* 64, 99–110.
- Stride, A., 1982. *Offshore Tidal Sands: Processes and Deposits*. Chapman and Hall, New York.
- Tauber, F., Emeis, K.-C., 2005. Sediment mobility in the Pomeranian Bight (Baltic Sea): a case study based on sidescan-sonar images and hydrodynamic modeling. *Geo-Mar. Lett.* 25, 221–229.
- Thieler, E.R., Foster, D.S., Himmelstoss, E.A., Mallinson, D.J., 2014. Geologic framework of the northern North Carolina, USA inner continental shelf and its influence on coastal evolution. *Mar. Geol.* 348, 113–130.
- Thieler, E.R., Gayes, P.T., Schwab, W.C., Harris, M.S., 1999. Tracing sediment dispersal on nourished beaches: two case studies. In: *Proceedings of the International Conference on Coastal Engineering and Science of Coastal Sediment Processes*, pp. 211–2136.
- Thieler, E.R., Pilkey, O.H., Cleary, W.J., Schwab, W.C., 2001. Modern sedimentation on the shoreface and inner continental shelf at Wrightsville Beach, North Carolina, U.S.A. *J. Sediment. Res.* 71, 958–970.
- Traykovski, P., Hay, A.E., Irish, J.D., Lynch, J.F., 1999. Geometry, migration, and evolution of wave orbital ripples at LEO-15. *J. Geophys. Res.: Oceans* 104, 1505–1524.
- Trembanis, A., Hume, T., 2011. Sorted bedforms on the inner shelf off northeastern New Zealand: spatiotemporal relationships and potential paleo-environmental implications. *Geo-Mar. Lett.* 31, 203–214.
- Turcq, B., 1984. *Faciès et formes sédimentaires du plateau continental nord-aquitain, réponse aux processus hydrodynamiques actuels* (Doctoral dissertation). Bordeaux 1.
- Turcq, B., Cirac, P., Berné, S., Weber, O., 1986. Caractéristiques des environnements sédimentaires de la plate-forme continentale nord-aquitaine en relation avec les processus hydrodynamiques actuels. *Bull. Inst. Géol Bassin Aquit. Bordx.* 39, 149–164.
- van de Meene, J.W., van Rijn, L.C., 2000. The shoreface-connected ridges along the central Dutch coast—Part 1: field observations. *Cont. Shelf Res.* 20, 2295–2323.
- Van Oyen, T., De Swart, H., Blondeaux, P., 2010. Bottom topography and roughness variations as triggering mechanisms to the formation of sorted bedforms. *Geophys. Res. Lett.* 37, L18401.
- Van Oyen, T., de Swart, H., Blondeaux, P., 2011. Formation of rhythmic sorted bed forms on the continental shelf: an idealised model. *J. Fluid Mech.* 684, 475.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.* 30, 377–392.

III. Etude de la seconde zone dite de « Biscarrosse »

Cette zone d'étude se trouve en face de Biscarrosse-plage, entre 5 et 24 m de profondeur, dans la continuité de la barre externe avec une pente forte (1° à $1,5^\circ$) vers le large. Au delà de 24 m de profondeur, la pente est plus faible ($0,15^\circ$) et reste constante sur plusieurs kilomètres.

III.1. Résultats

La bathymétrie 3D (Figure III.12-A) révèle l'existence de sillons qui viennent inciser la pente immédiatement après la crête de la barre externe (vers le large). Leur profondeur est comprise entre 1 et 3 m, leur espacement varie entre 200 et 500 m et leur direction est oblique par rapport à la côte (N125°).

La nature des sédiments est similaire aux données analysées précédemment entre 24 et 50 m de profondeur. Nous reprenons ainsi la dénomination des 3 classes de faciès : 1) sédiments grossiers, 2) sédiments fins et 3) sédiments mixtes.

La réflectivité révèle que les sédiments fins (sables fins à moyens ; $D_{50} = 0,23$ mm) tapissent la pente de la barre externe vers le large, à l'exception des sillons morphologiques où l'on observe la présence de sédiments grossiers (sables grossiers à galets ; $D_{50} = 1,7$ mm) et mixtes (Figure III.12-B). Les limites entre les sédiments grossiers et fins apparaissent nettes dans l'axe du sillon mais plus diffuses sur les flancs sud-est des sillons où se trouvent les sédiments mixtes.

Les données de sondeur de sédiment 2,5 kHz (profil E-O, Figure III.13) permettent de préciser cette disposition des sédiments grossiers et fins au sein des sillons. Les sédiments grossiers sont seulement présents sur le flanc sud-ouest des sillons sur plusieurs mètres d'épaisseur (2 à 4 m), depuis l'axe du sillon jusqu'au sommet.

À plus petite échelle, les données de sonar latéral mettent en évidence la présence de rides de houle au niveau des zones à sédiments grossiers. À 20 m de profondeur et pour un D_{50} d'environ 2,2 mm, la longueur d'onde de ces rides est de 1 m et la hauteur est estimée $< 0,15$ m (Figure III.14). La résolution des données de sonar latéral ne permet pas d'observer ces rides de houle au niveau des zones de sédiments fins.

Ces données de sondeur de sédiments mettent également en évidence la présence d'un paléo-sillon qui peut être le témoin d'une migration de l'axe du sillon au cours du temps (Figure III.13).

La différence bathymétrique entre 2007 et 2012 (entre 15 et 24 m de profondeur ; Figure III.12-C) révèlent une érosion (rouge) des flancs sud des sillons tandis que les flancs nord affiche une accrétion (bleu). L'érosion au niveau du sillon « principal », au centre de la vue, représente un volume cumulé de 181 000 m³. Le mouvement global des sillons (entre 10 et 150 m/an) s'effectue vers le sud entre 2007 et 2012.

III.2. Discussion

Lors de la mission ECORS en 2007, et pour la première fois sur la côte aquitaine, les données bathymétriques avaient permis d'interpréter les dépressions qui se trouvent immédiatement au large de la barre externe comme des « sillons morphologiques » (Bruneau *et al.*, 2009).

Les récentes missions SEDYMAQ 2 (2010) et SEDYMAQ 3 (2012) permettent de préciser les caractéristiques de la couverture sédimentaire superficielle sur cette zone (au large de Biscarrosse plage). La réflectivité révèle la présence d'une couverture de sédiments fins qui est entrecoupée de sillons (linéaires et étroits) constitués en partie par des sédiments grossiers. Tandis que le sonar latéral met en évidence la présence de plus grandes rides de houle (longueur d'onde : 1 m) sur le sédiment grossier que sur le sédiment fin (longueur d'onde : < 0,30 m).

Dans la continuité de l'article précédent (zone n°1, « La Salie ») et en accord avec la classification de Coco *et al.* (2007b), nous appellerons « *linear sorted bedforms* » les sillons morphosédimentaires décrit ici.

III.3. Caractéristiques morphologiques des « *linear sorted bedforms* »

Si nous comparons les *linear sorted bedforms* observés dans cette étude avec d'autres exemples de la littérature, nous observons que :

- (1) la position des sillons, est régulièrement observée au niveau de la plage sous-marine (Cacchione *et al.*, 1984 ; Ferrini et Flood, 2005 ; Schwab *et al.*, 2000, 2013 ; Thielér *et al.*, 1995, 1999) ;
- (2) l'amplitude observée entre 1 et 3 m, est similaire aux *sorted bedforms* observés par Goff *et al.* (2005) sur le plateau est américain ou par Anthony et Leth (2002) sur le plateau ouest danois ;
- (3) l'orientation, oblique avec la côte, est également observé à Wrightsville sur la côte est américaine et sur la côte ouest de Floride (Harrison *et al.*, 2003 ; Thielér *et al.*, 1995 ; Thielér *et al.*, 2001) ;

(4) la disposition des sédiments grossiers est couramment asymétrique (Harrison *et al.*, 2003 ; Thielér *et al.*, 1995 ; Thielér *et al.*, 2001) ;

(5) la présence d'une limite diffuse sur un seul des flancs est observée par des plongeurs. Ils montrent qu'il s'agit d'un drapage de sédiments fins sur les sédiments grossiers. et qu'il peut disparaître après un épisode de tempête (Thielér *et al.*, 1995 ; Thielér *et al.*, 2001).

III.4. Evolution

La comparaison bathymétrique entre 2007 et 2012 montre une migration vers le sud (10-150 m/an) de l'ensemble des *linear sorted bedforms* (Figure III.12-C). Cette migration est en accord avec :

(a) les mesures de télédétection satellitaire effectuées sur notre zone qui montrent que la barre externe migre principalement vers le sud (dans le sens de la dérive littorale), suivant l'orientation des vagues, à une vitesse d'environ 1 m par jour (Lafon *et al.*, 2005) ;

(b) les observations réalisées entre 1995 et 1998 sur la côte-est américaine (au niveau de Wrightsville Beach), montrent une migration vers le sud-ouest des *linear sorted bedforms* (dans le sens de la dérive littorale ; Thielér *et al.*, 2001 ; Murray et Thielér, 2004) ;

(c) les données de sondeur de sédiment 2,5 kHz (Figure III.13) dans le cas où le paléo-sillon représente l'axe d'un sillon actuellement plus au sud.

Cependant, si l'on considère que le paléo-sillon observé est l'ancêtre du sillon adjacent actuel (visible sur la Figure III.13), alors cela nécessite une migration (différente de l'observation précédente) vers le nord. Dans ce cas, l'hypothèse de mouvements de va-et-vient est à prendre en compte. De tels mouvements oscillatoires des *linear sorted bedforms* sont observés sur le plateau interne de Nouvelle-Zélande (Goff *et al.*, 2005 ; Trembanis et Hume, 2011).

Dans les deux cas, la migration agit de manière parallèle à la côte et semble associée à des processus *longshore*. Dans le premier cas les migrations sont dans le même sens (vers le sud) et peuvent être associées à la dérive littorale, celle-ci agissant principalement vers le sud (Idier *et al.*, 2013). Dans le deuxième cas, les migrations semblent osciller autour d'un point d'équilibre. Notre jeu de données montre ici ses limites (seulement 2 levés bathymétriques successifs), il serait nécessaire d'étudier le phénomène en complétant les données par des levés bathymétriques supplémentaires (annuel ou saisonnier) et en les associant à des vibrocarottages et des mesures courantologique *in-situ*.

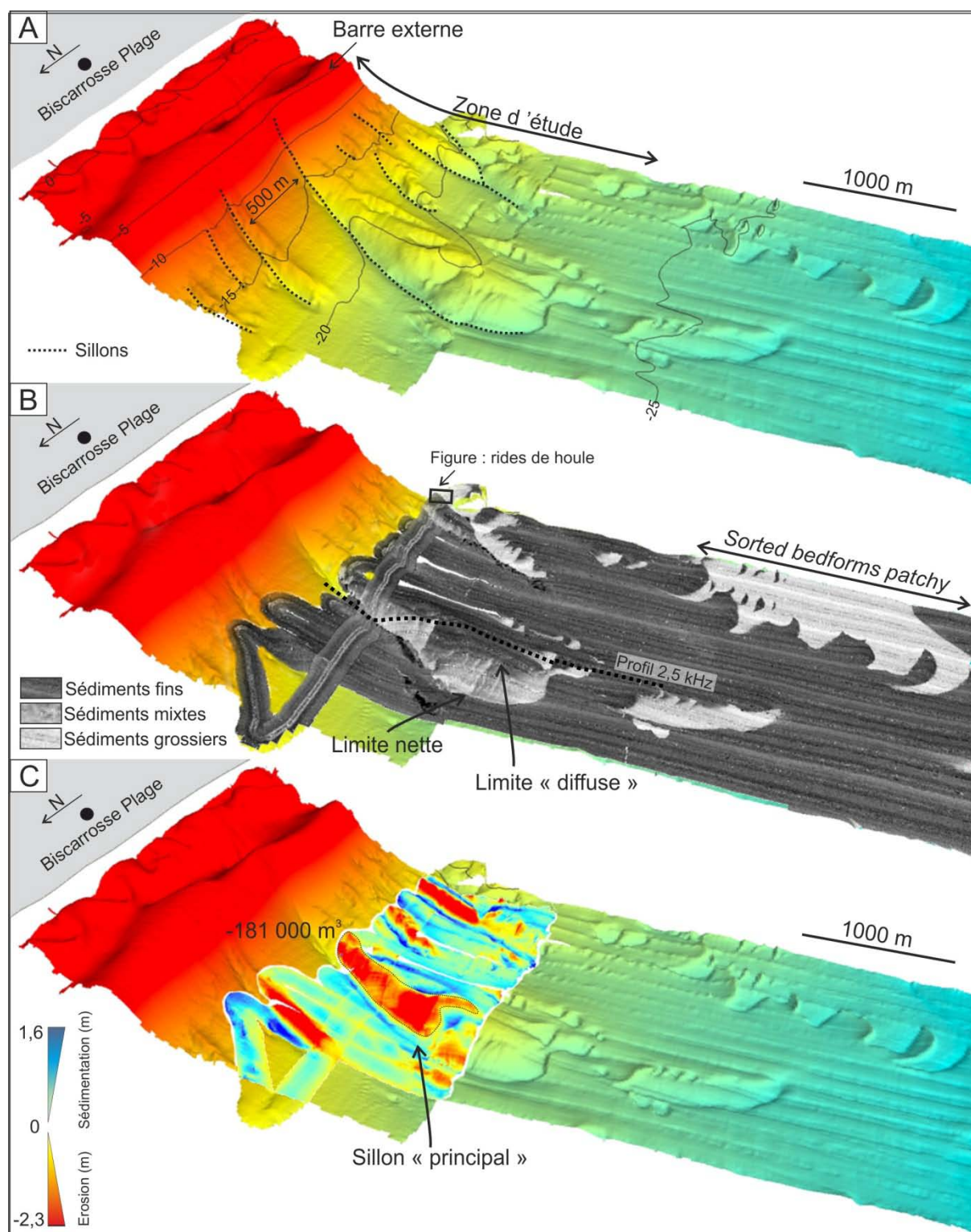


Figure III.12 : Vue 3D de la zone d'étude n°2, entre -5 et -24 m de profondeur, avec une exagération verticale de 30. (A) Bathymétrie fusionnée des missions ECORS (2007) et SEDYMAQ 3 (2012). (B) Réflectivité issue de la mission SEDYMAQ 3 (2012). (C) Soustraction bathymétrique entre 2007 et 2012.

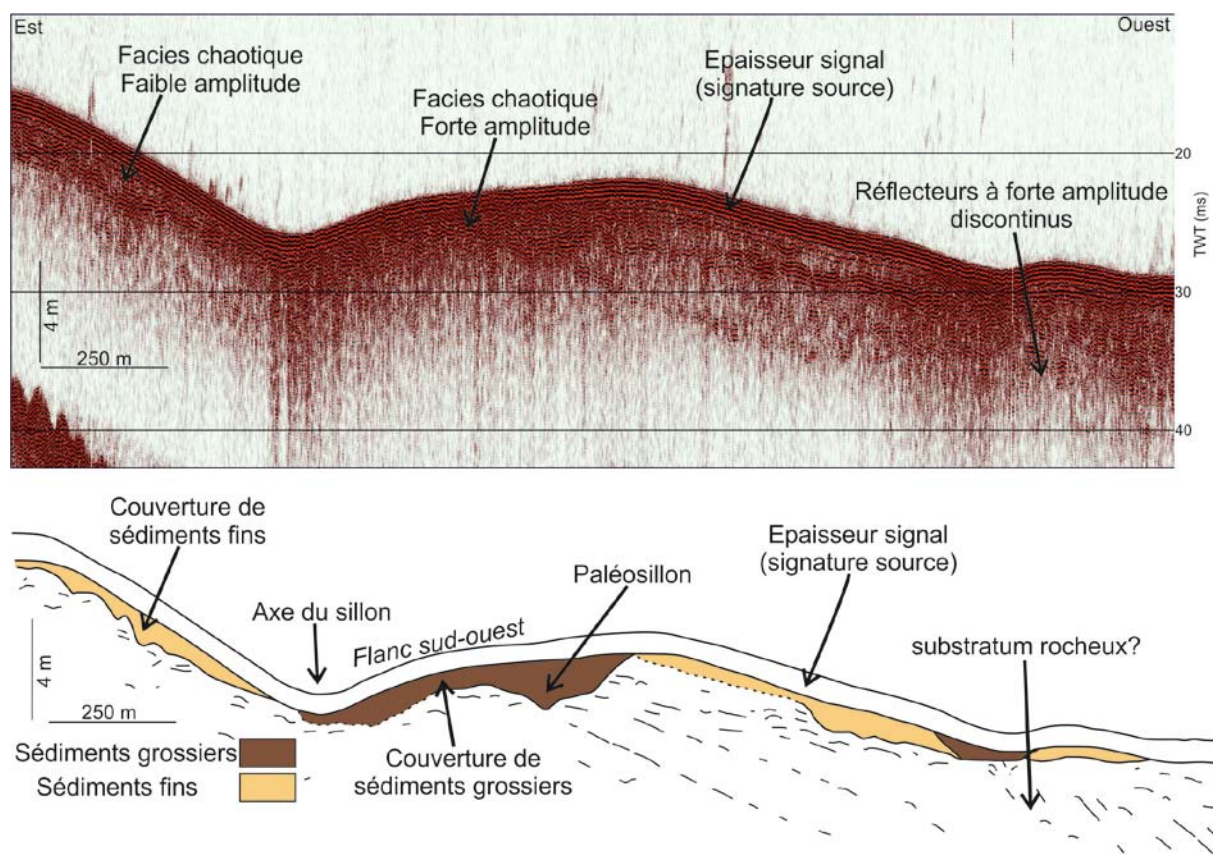


Figure III.13 : Profil de sondeur de sédiment 2,5 kHz (est-ouest), entre -16 et -24 m de profondeur (SEDYMAQ 2, 2012). Pour la localisation se reporter à la Figure III.12-B.

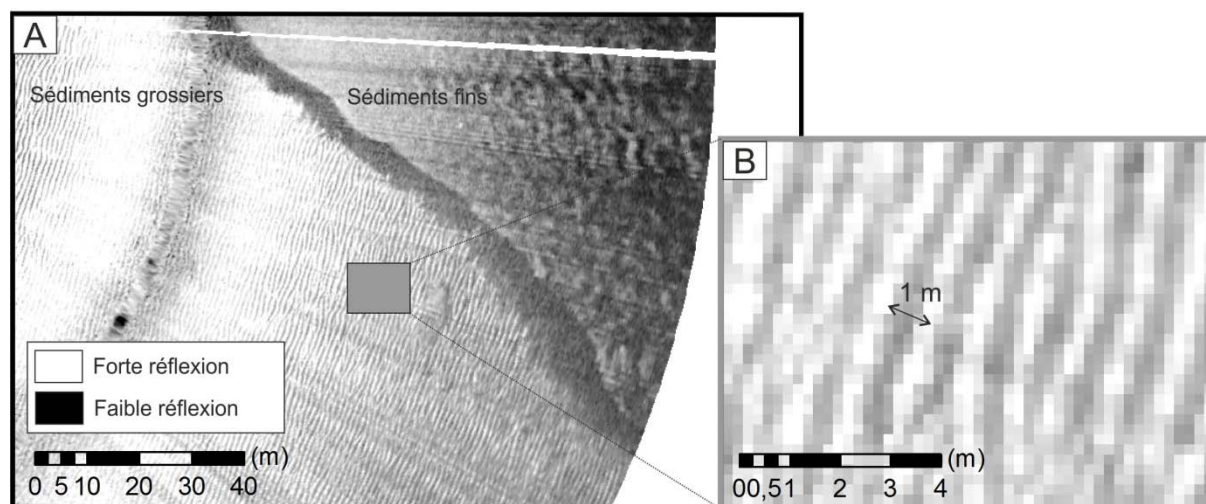


Figure III.14 : Profil sonar latéral. A : Vue d'ensemble à 20 m. B : Zoom sur un champ de rides de houle (longueur d'onde : 1 m, hauteur estimée : < 0,15 cm, D50 : ~2,2 mm). Pour la localisation se reporter à la Figure III.12-B.

IV. Synthèse de la zone « La Salie-Biscarrosse »

Analyse morphologique et sédimentologique :

Entre -5 et -24 m

Les données bathymétriques et sédimentaires ont permis de distinguer selon l'échelle d'observation, 2 types de formes sédimentaires :

- (a) À grande échelle, la pente de la barre externe (dirigée vers le large) est tapissée de sédiments fins (sables fins à moyens) et entrecoupée par des sillons en partie constitués de sables grossiers (sables grossiers à galets). Cette morphologie en *sorted bedforms* est considérée de type *linear*.
- (b) À petite échelle, on observe sur l'ensemble de la pente de la barre externe, la présence de rides de houle au niveau des zones à sédiments grossiers.

Entre -24 et -50 m

Les données bathymétriques et sédimentaires ont permis de distinguer selon l'échelle d'observation, 4 types de formes sédimentaires :

- (a) À très grande échelle (kilométrique), on observe des crêtes morphologiques perpendiculaire à la côte interprétées comme de très grand *sorted bedforms*.
- (b) À grande échelle, on observe des placages de sédiments fins (sables fins à moyens), d'épaisseur entre 0,5 et 2 m. Ces placages sont entrecoupés par une couverture de sédiments grossiers (sables grossiers à galets) correspondant aux zones en dépressions. Cette morphologie en *sorted bedforms* est considéré de type *patchy*.
- (c) À moyenne échelle (hectométrique), on observe la présence de dunes sous-marines composées de sédiments fins. Isolées des placages sableux, ces dunes reposent sur la couverture de sédiments grossiers.
- (d) Enfin, à petite échelle (métrique), on observe sur l'ensemble du plateau interne, la présence de rides de houle. Elles sont plus grandes au niveau des zones de sédiments grossiers qu'au niveau des placages sableux.

Analyse sismique :

Entre -5 et -24 m

- (a) Les données du sondeur de sédiments acquises en juin 2012 ont permis de préciser la morphologie des *linear sorted bedforms* présents sur notre zone. On observe une disposition asymétrique des sédiments grossiers. Leur présence est limitée au flanc sud-ouest des sillons, depuis l'axe du sillon jusqu'au sommet.

Entre -24 et -50 m

(a) Les données du sondeur de sédiments acquises en septembre 2013 ont permis de préciser la morphologie des *patchy sorted bedforms* et, pour la première fois, on observe une succession latérale de placage sableux (hauts topographiques) recouvrant vers le nord-est des unités de couverture superficielle grossière anisopaques (bas topographiques) elle-même en appui contre (où s'imbriquant avec) le placage sableux suivant. Ces observations semblent être un marqueur d'une migration vers l'est (vers la côte) des sédiments sur le plateau continental interne aquitain.

(b) Une estimation du stock de sables fins et moyens a été réalisée : 22,000,000 m³ pour une surface de 24,000,000 m² soit une valeur proche de 1 m³ par m² sur cette partie du plateau interne aquitain (28 à 38 m de profondeur).

Analyse temporelle :Entre -5 et -24 m

D'après la comparaison des données bathymétriques entre 2007 et 2012 et l'analyse des données du sondeur de sédiments (suggérant la présence d'un paléo-sillon), deux hypothèses sont proposées concernant l'évolution des *linear sorted bedforms* :

(a) une migration uniquement vers le sud (10-150 m/an) ;

(b) un mouvement de va-et-vient des sillons (nord-sud).

Dans les deux cas, la migration agit de manière parallèle à la côte et semble associée à des processus *longshore*.

Entre -24 et -50 m

(a) La comparaison des jeux de données au cours des 29 dernières années révèle, à grande échelle, une relative stabilité de la position et de la forme des *patchy sorted bedforms*. Cependant, à plus petite échelle, des mouvements faibles mais persistants sont observés : un allongement au niveau de l'extrémité des dépressions de sédiments grossiers (avec un maximum de 300 m en 15 ans), et un mouvement des limites entre sédiments fins et grossiers vers le nord-est ou vers le sud-est (avec un maximum de 75 m en 12 ans). Le mouvement général reste orienté vers la côte, de même que la migration des dunes sous-marines. C'est la première fois qu'un tel mouvement est mis en évidence sur le plateau aquitain.

(b) Sur le plateau interne aquitain, qui est un environnement dominé par les tempêtes, nous montrons la persistance de la morphologie en *patchy sorted bedforms* à l'échelle décennale.

Ce résultat confirme certaines approches descriptives (Green *et al.*, 2004) qui montrent l'importance de l'impact récurrent de tempêtes pour le maintien des *sorted bedforms*.

CHAPITRE IV :

La tête du Canyon de Capbreton

I. Introduction

La tête du canyon de Capbreton se singularise par sa proximité avec le rivage (elle prend naissance à environ 250 m du trait de côte). Cette physiographie est l'un des traits qui la classe dans la catégorie des « goufs » et en fait l'éponyme (Vanney, 1973). Le premier objectif de notre approche est de préciser l'interaction que cette proximité implique avec la dynamique littorale et en particulier la dérive littorale, ce sujet étant débattu depuis plusieurs décennies (Duplantier, 1976 ; Froidefond *et al.*, 1982 ; Abe, 1984 ; Gaudin *et al.*, 2006). Le second est d'évaluer les risques que cela implique vis-à-vis de la côte, celle-ci étant très fortement anthropisée (avec la présence des villes de Capbreton et de Hossegor).

Pour répondre à ces questions, ce chapitre s'appuie :

(1) Sur l'analyse et la comparaison des données de bathymétries et de réflectivités multifaisceaux des missions :

- ITSAS 1 en 1998 (Figure IV.1),
- ITSAS 5 en 2001 (Figure IV.2),
- GOUFHEAD en 2009 (Figure IV.3, Figure IV.6 et Figure IV.7),
- SEDYMAQ 2 en 2010 (Figure IV.3),
- SEDYMAQ 3 en 2012 (Figure IV.4),
- et PROTEVS DUNE en 2013 (Figure IV.5, Figure IV.6 et Figure IV.7).

(La comparaison des données de bathymétries entre les données de 1998, 2001, 2010, 2012 et 2013 sont dans l'article, ainsi qu'en annexe pour une meilleure lisibilité).

(2) Sur les prélèvements sédimentaires (carottes, cônes et bennes) issus des missions :

- PROSECAN IV en 2007,
- BERTHOIS en 2010,
- SEDYMAQ 2 en 2010,
- SEDYMAQ 3 en 2012.

(3) Sur une approche de modélisation numérique en utilisant un modèle morphodynamique non linéaire simulant les courants induits par les vagues en domaine littoral et leurs capacités pour transporter les sédiments (Castelle et Ruessink, 2011).

Les résultats sont présentés sous la forme d'un article.

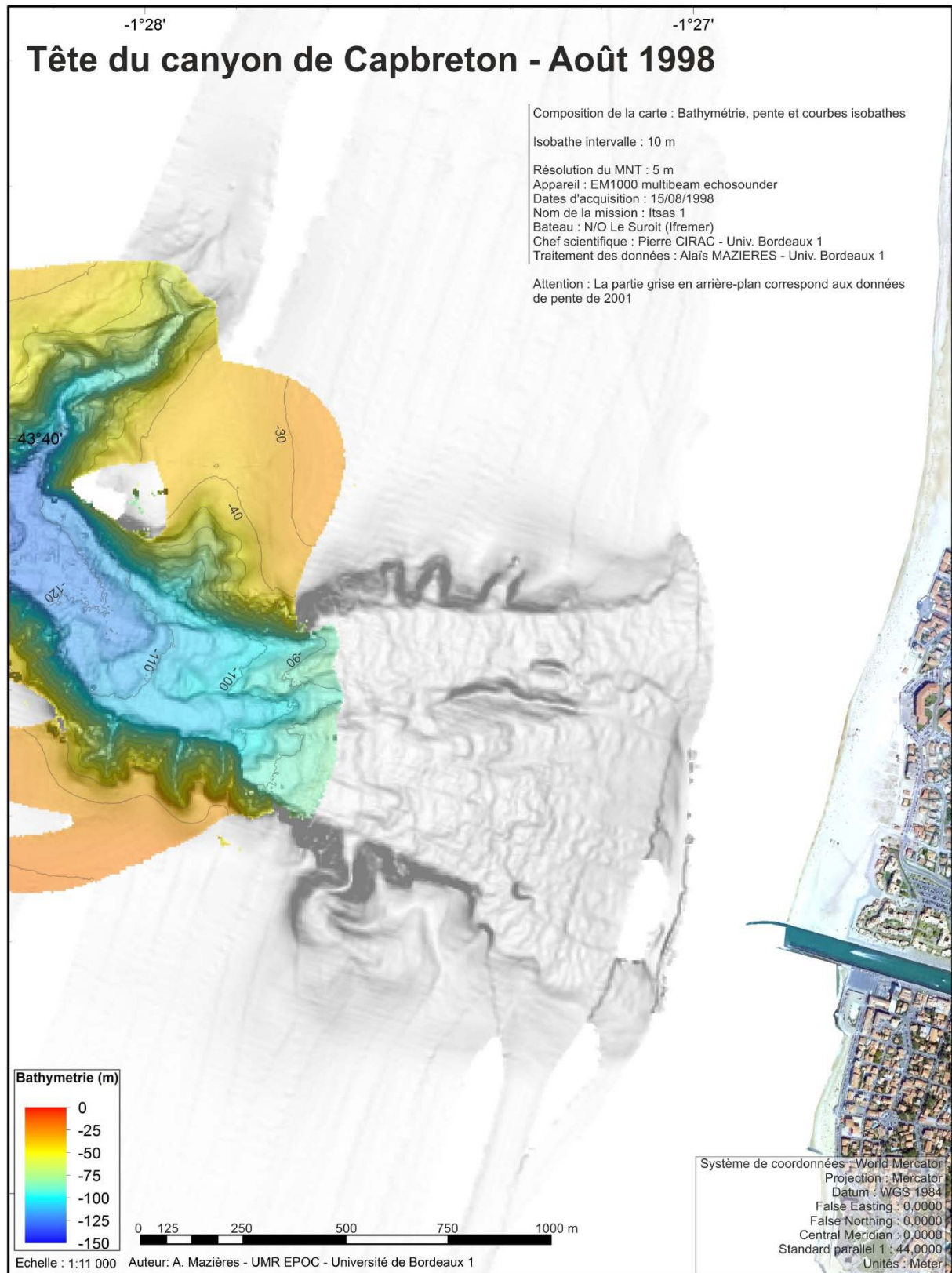


Figure IV.1 : Carte bathymétrique de la tête du Canyon de Capbreton issue de la mission ITSAS 1 en 1998.

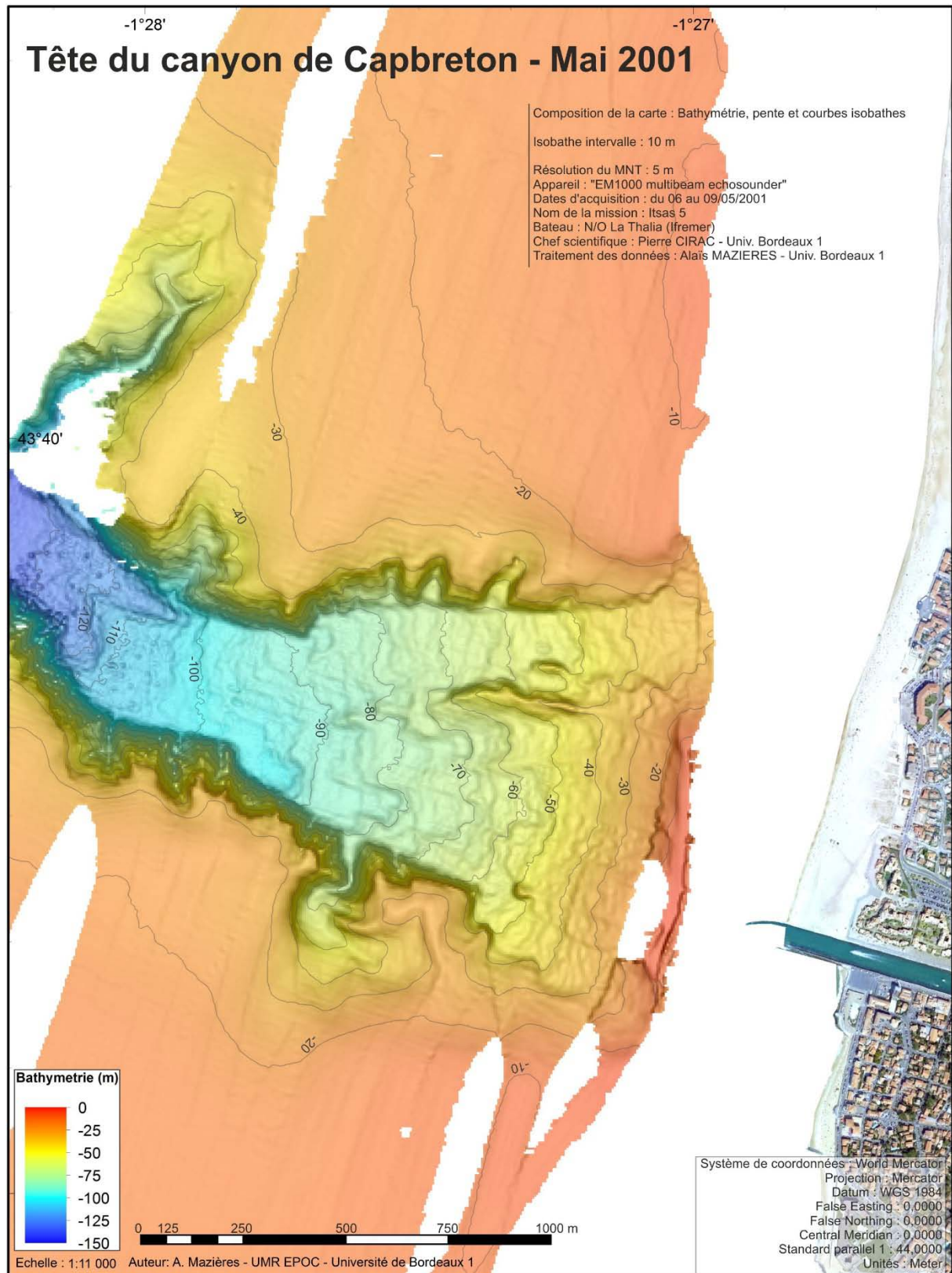


Figure IV.2 : Carte bathymétrique de la tête du Canyon de Capbreton issue de la mission ITSAS 5 en 2001.

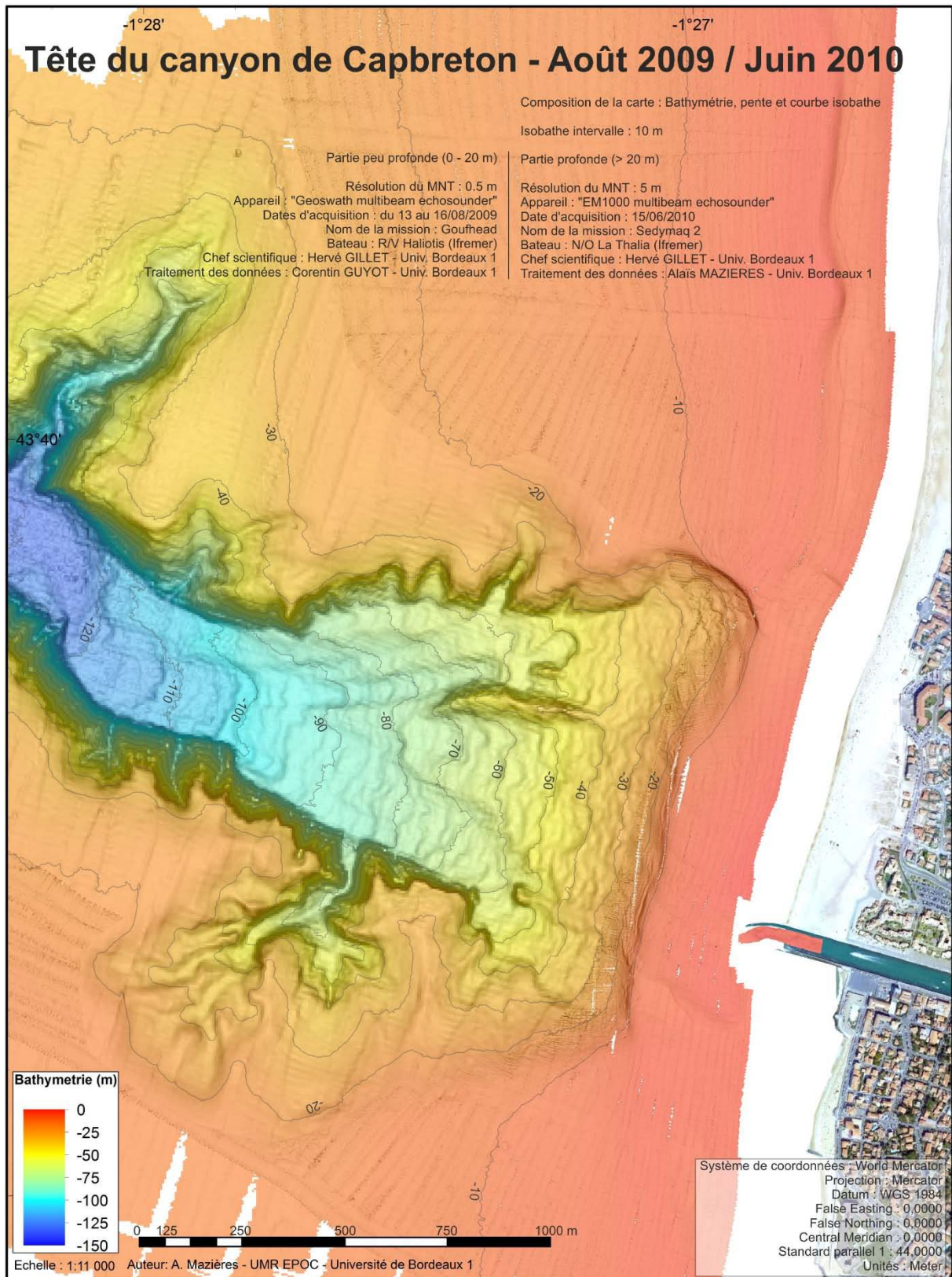


Figure IV.3 : Carte bathymétrique de la tête du Canyon de Capbreton issue de la fusion des missions GOUFHEAD en 2009 et SEDYMAQ 2 en 2010.

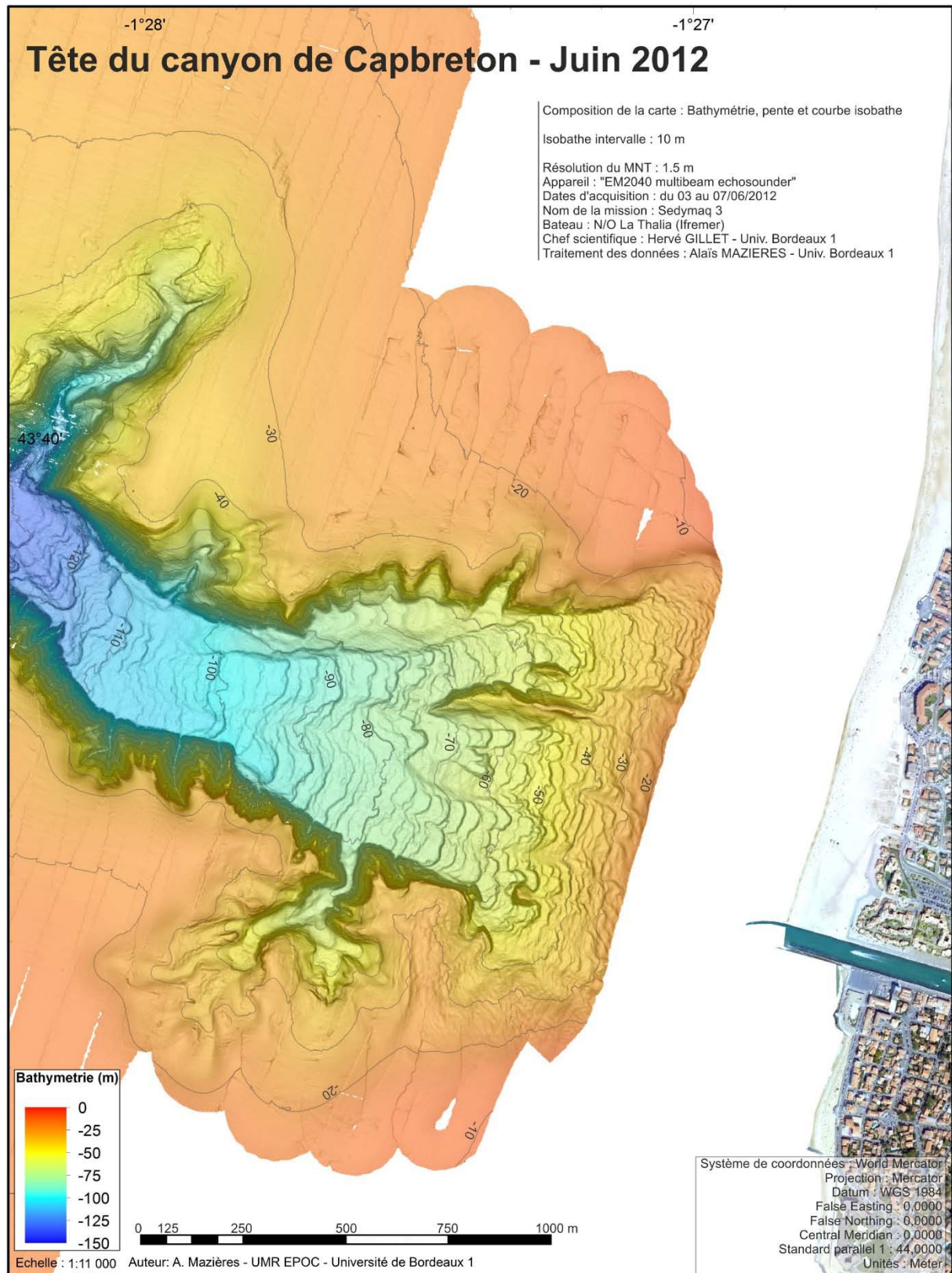


Figure IV.4 : Carte bathymétrique de la tête du Canyon de Capbreton issue de la mission SEDYMAQ 3 en 2012.

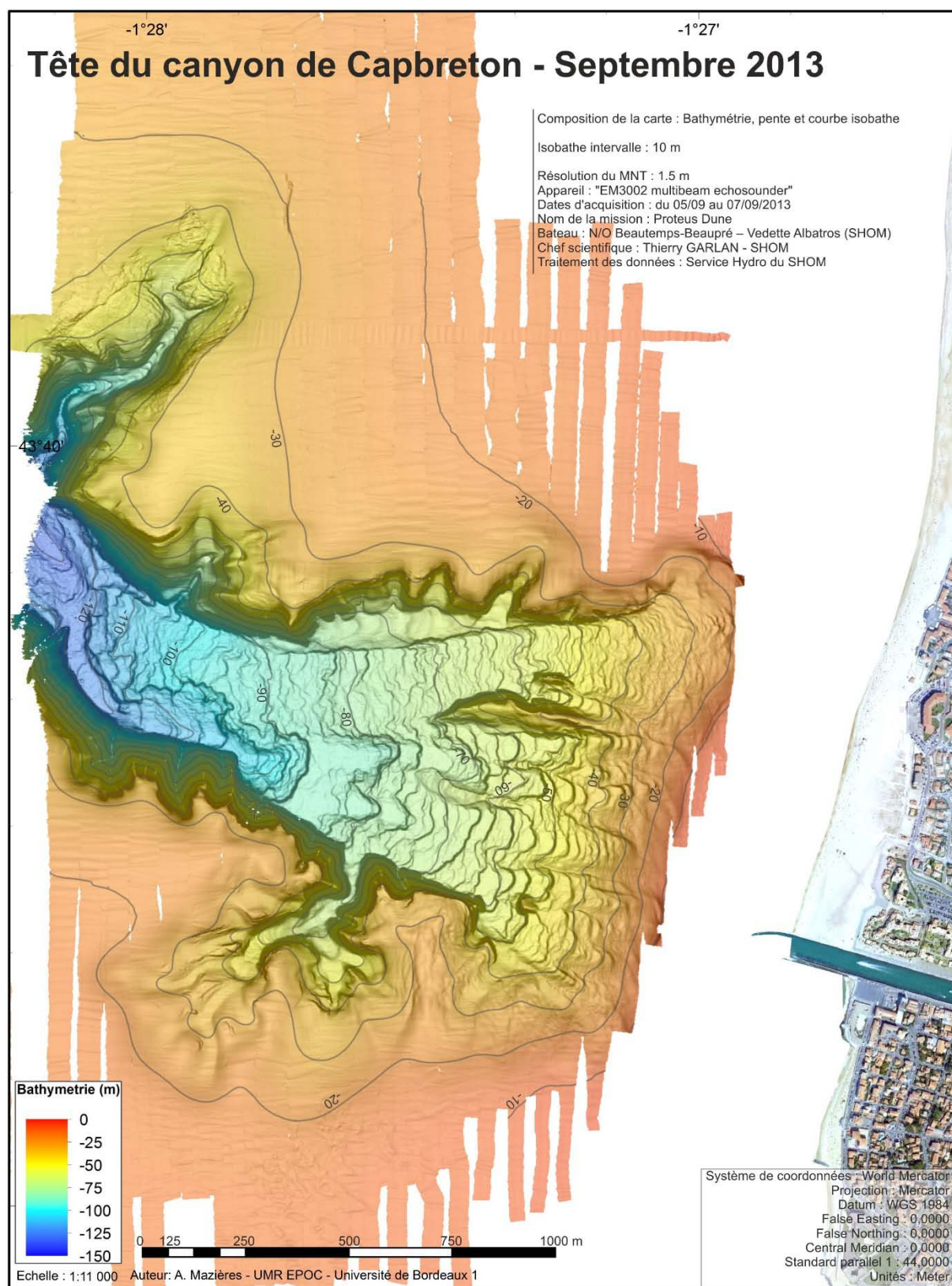


Figure IV.5 : Carte bathymétrique de la tête du Canyon de Capbreton issue de la mission PROTEVS DUNE en 2013.



Figure IV.6 : Carte de réflectivité de la tête du Canyon de Capbreton issue des missions GOUFHEAD en 2009 et SEDYMAQ 2 en 2012.

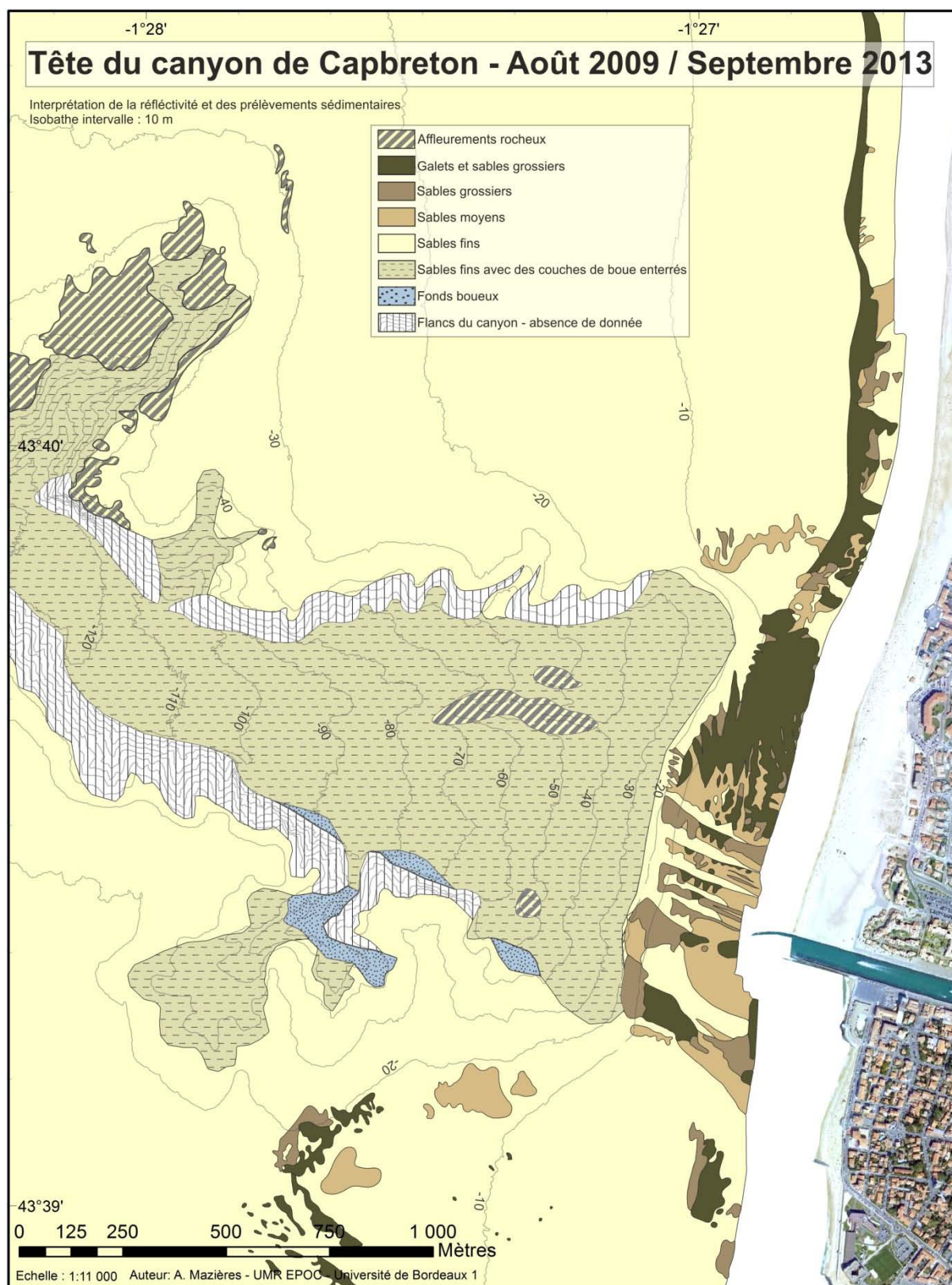


Figure IV.7 : Interprétation de la réflectivité (missions GOUFHEAD en 2009 et SEDYMAQ 2 en 2012) et des bennes Shipek, cône Berthois et carottes Kullenberg (missions PROSECAN IV en 2007, BERTHOIS en 2010, SEDYMAQ 2 en 2010, SEDYMAQ 3 en 2012).

II. Note : High-resolution morphobathymetric analysis and evolution of Capbreton submarine canyon head (Southeast Bay of Biscay-French Atlantic Coast) over the last decade using descriptive and numerical modeling

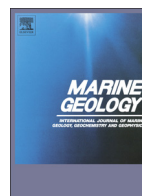
Cette partie aborde la question de l'interaction entre la tête du canyon de Capbreton et la dynamique littorale et les risques que sa proximité avec la côte implique. Ces travaux ont fait l'objet d'un article publié dans la revue *Marine Geology*.

Référence : Mazières, A., Gillet, H., Castelle, B., Mulder, T., Guyot, C., Garlan, T., Mallet, C., 2014. High-resolution morphobathymetric analysis and evolution of Capbreton submarine canyon head (Southeast Bay of Biscay-French Atlantic Coast) over the last decade using descriptive and numerical modeling. *Marine Geology* 351, 1-12.

Résumé en français

Dans cette étude, la tête du canyon de Capbreton est étudiée en utilisant des jeux de données de bathymétrie multifaisceaux haute résolution, des prélèvements sédimentaires et de la modélisation numérique. La bathymétrie haute résolution révèle une connexion morphologique entre les conduits littoraux et la tête du canyon. L'analyse des prélèvements sédimentaires récents montre une corrélation claire entre les sédiments présents dans la tête du canyon et ceux observés au niveau de la plage sous-marine. La modélisation hydrodynamique (un modèle couplé vague-courant) montre que pour des vagues de forte énergie ($H_s = 2.51$ m, $T_p = 7.7$ s et $\theta = 23.05^\circ$, *i.e.* 6% de l'année), les courants de dérive ont le potentiel de transporter de larges quantités de sédiments sableux jusqu'à la tête du canyon. Tous ces arguments renforcent l'hypothèse que la tête de canyon capte une partie du sable transporté par la dérive littorale. Au cours des 15 dernières années d'observation (1998-2013), la comparaison des données bathymétriques montre que le fond de la tête du canyon et le réseau latéral de ravines sur le flanc sud, ont connu un remaniement morphologique important. En termes de risques et en dépit de cette forte activité, la position de la tête de canyon est stable et le profil de la pente longitudinale oscille autour d'une position d'équilibre. Ces résultats ne semblent pas constituer un risque important pour les infrastructures côtières et les populations. Cependant, la forte activité érosive observée au sein des réseaux méridionaux de ravines latérales doit être surveillée d'autant plus qu'elle apparaît à l'échelle de nos observations comme peu prévisible.

Mots clés : dérive littorale, canyon sous-marin, Capbreton, modélisation numérique, transport sédimentaire



High-resolution morphobathymetric analysis and evolution of Capbreton submarine canyon head (Southeast Bay of Biscay—French Atlantic Coast) over the last decade using descriptive and numerical modeling



Alaïs Mazières^{a,*}, Hervé Gillet^a, Bruno Castelle^a, Thierry Mulder^a, Corenthin Guyot^b,
Thierry Garlan^c, Cyril Mallet^d

^a Université de Bordeaux, UMR 5805 EPOC, Allée Geoffroy Saint-Hilaire, 33615 Pessac Cedex, France

^b IFREMER, Centre de Brest, Plouzané, France

^c SHOM, Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, 13 rue du Chatellier, 29200 Brest, France

^d BRGM Aquitaine, Parc Technologique Europarc, 24 Avenue Léonard de Vinci, Pessac 33600, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 17 September 2013

Received in revised form 24 February 2014

Accepted 4 March 2014

Available online 11 March 2014

Communicated by D.J.W. Piper

Keywords:

longshore drift

submarine canyon

Capbreton

hydrodynamic modeling

sediment transport

ABSTRACT

In this study, the Capbreton canyon head, just off the coast, is investigated using high-resolution multibeam bathymetry datasets, sediment samples and numerical modeling. The HR bathymetry analysis reveals a morphological connection between the longshore trough and the head of the canyon. The analysis of recent sediment samples shows a clear correlation between the sediment of the canyon head and that of the nearshore. Hydrodynamic modeling (a coupled wave-flow model) shows that for high-energy waves, the rotational nature of surf-zone circulation reverses and wave-induced currents have the potential to transport large quantities of nearshore sands toward the canyon head. All these arguments support the assumption that the canyon head captures a part of the sand transported by longshore drift. Over the 15 years of observation (1998–2013), time-lapse bathymetry shows that the floor of the canyon head and one lateral gully network experienced significant morphological reworking. In terms of hazards, despite this strong activity, the position of the canyon head and the profile of its longitudinal slope remained stable and appear as a comforting factor. However, the activity of unusual lateral erosions needs to be monitored.

© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Submarine canyons have been studied in many different environments throughout the world (e.g. Shepard, 1981). These studies have demonstrated that active processes remain functional during highstands and that canyons are preferential pathways for the shelf to slope transfer of terrigenous sediment (Shepard and Dill, 1966; Shepard, 1981; Durrieu de Madron, 1994; Mullenbach and Nittrouer, 2000). Canyons close to the coast can also trap longshore drift sediment (Lewis and Barnes, 1999; Canals et al., 2006; Lastras et al., 2007).

Canyon heads have only recently become the subject of high-resolution mapping, mainly due to the difficulty in collecting large-scale, high-quality data (due to irregular topography and shallow water). Over the past few decades, bathymetric surveys have become an essential tool for describing and understanding this sedimentary environment and its relationship with the coast (e.g. Mullenbach et al., 2004; Smith et al., 2007; Yoshikawa and Nemoto, 2010; Paull et al., 2011). Obtaining accurate and detailed bathymetric maps is essential for documenting the morphology of the seafloor, understanding the

sedimentary processes within submarine canyons and assessing the relevance of coastal geological hazards.

The present paper focuses on Capbreton canyon head, and is based on multibeam bathymetry datasets, sediment samples and numerical modeling. First, the study site is described, as well as the methodology and data (Section 2). In Section 3, a descriptive and comparative analysis is provided of the geophysical and sedimentological datasets and the hydrodynamic modeling. The aims of our study were to evaluate, first, according to our descriptive and modeling results, the interaction between the Capbreton canyon head and the littoral dynamic cell, and second, based on decade evolution map, the hazard implied by the proximity of the coast (both discussed in Section 4).

2. Setting

2.1. Morphological and geological setting

Capbreton Canyon is located in the southeast of the Bay of Biscay (SW France, Fig. 1) and deeply incises the Aquitaine continental slope and shelf. It is a 300-kilometer-long meandering submarine structure that runs parallel with the north coast of Spain, before curving northwards and disappearing down the continental slope

* Corresponding author.

E-mail address: alais.mazieres@u-bordeaux1.fr (A. Mazières).

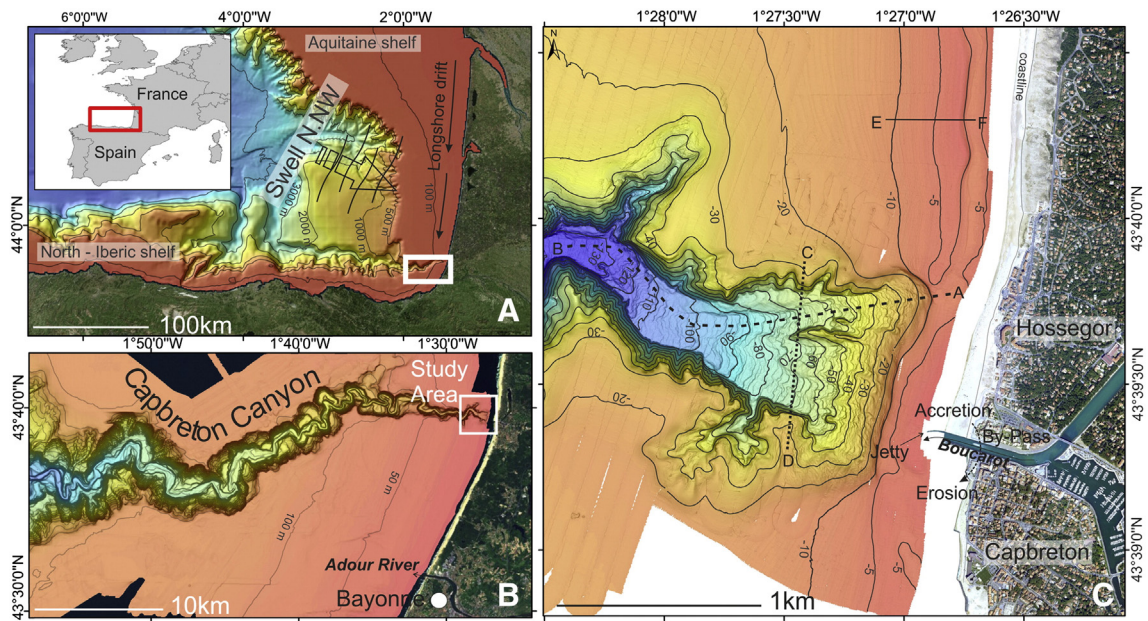


Fig. 1. (A,B) Location of the study area in the Bay of Biscay with (C) the detailed bathymetry of Capbreton canyon head with the location of cross-sections AB, CD, and EF.

at a depth of 3500 m below sea level (Cremer, 1983; Cirac et al., 2001; Gaudin et al., 2006). The “downcutting” of Capbreton Canyon first began in the Paleogene, in a zone of tectonic weakness generated by the convergence of the Iberian and European plates (Deregnacourt and Boillot, 1982). Several studies have demonstrated the prevailing impact of deep-rooted tectonic structures on the localization and overall morphology of Capbreton Canyon (Deregnacourt and Boillot, 1982; Bois et al., 1997; Cirac et al., 2001). Since that time, the canyon has been shaped by differential sedimentation (a confined channel-levee system) as opposed to long-term erosion (Cremer et al., 2012). The canyon head, which is the focus of this study, ranges from a depth of 10 to 100 m below sea level. Located only 250 m off the coastline, it forms a deep and wide amphitheater that faces out to sea (Froidefond, 1982; Gaudin et al., 2006) (Fig. 1).

2.2. Hydrodynamic setting

Capbreton Canyon is currently active. Its hydrodynamics are dominated by two types of current: (1) internal waves generating the particle-laden upstream or downstream motion of wave masses along the seafloor (Pingree et al., 1986; Mulder et al., 2012) and (2) low to high energy turbidity currents (mean velocity = 0.2–0.3 and 1–3 m/s, resp.), which regularly transfer fine to coarse particles toward the deep sea (Mulder et al., 2012). Recent turbidites have been identified in deep areas (250 m to 700 m below sea level) of the canyon (Nesteroff et al., 1968; Gaudin et al., 2006). A turbidite deposited by a turbulent surge generated during the Martin storm (December 27, 1999) has been recovered in an interface core (Mulder et al., 2001). Moreover, the analysis of recently collected Kullenberg cores has shown that the canyon has experienced approximately one turbidity current per year over the last century (Brocheray et al., 2014).

The Aquitaine coast is exposed to high energy North Atlantic swells traveling mainly from the W–NW sector (Butel et al., 2002), generating a strong southward longshore drift and an annual average of approximately 38,000 m³ to 657,000 m³ of transported sediment along the Aquitaine coast (Idier et al., 2013). This figure decreases dramatically in the vicinity of the canyon head: it is estimated at approximately 40,000 m³/year just north of the canyon and only 1000 m³/year to the south (Abadie et al., 2006).

2.3. Sediment supply

Capbreton Canyon has been in close relationship with the Adour river throughout its geological history, and successive connections and disconnections have been evidenced during the Quaternary (Klingebiel and Legigan, 1978). However, the canyon head was naturally disconnected from the Adour river in 1310 AD, and in 1578 the Adour river mouth was artificially relocated 15 km south of the canyon head, preventing re-connection (Klingebiel and Legigan, 1978).

Although the canyon is currently disconnected from the Adour river, the river probably continues to play a role in the delivery of sediment to the canyon. In fact, a recent study based on satellite remote sensing images has revealed that over the course of a year, the plume of Adour river (0.25×10^6 t/yr. of suspended sediment exported to the ocean) reaches the canyon head 20% of the time (Petus, 2009), as the easterly winds tend to push the plume in a northward direction.

The former Adour river mouth is currently a small coastal river mouth, known as the “Boucarot.” This channel connects the ocean to Hossegor lake (a 1 km² coastal lake enclosed at the back by an eolian dune system), working as a tidal pass rather than an estuary. Current sediment output from the channel is insignificant. To secure access to Capbreton marina, two training walls were constructed in the 1970s. Not surprisingly, this resulted in the updrift accretion and downdrift erosion of the nearby beaches. Since 2008, this trend has been partially balanced by the introduction of a sediment bypass system. The system transfers approximately 100,000 m³ of sediment per year from the north to the south of Boucarot channel (see Fig. 1). This suggests an overall southward longshore drift along the beaches of Hossegor and Capbreton.

Previous studies focusing on the interaction between the head of Capbreton Canyon and the littoral dynamic cell had led to the following scientific debate: (1) hydrodynamic evidence (wave refraction) and in-situ measurements (radioactive tracers) had both suggested that the canyon head plays the role of a hydrodynamic barrier preventing the littoral drift from feeding the canyon (Duplantier, 1976; Froidefond, 1982; Abe, 1984) and (2) the assumed presence of slide scars within the canyon head had suggested that this structure traps the sand supplied by the littoral drift and that the regular destabilization of this stock feeds the turbidity current activity in the canyon (Mulder et al., 2001; Gaudin et al., 2006; Bourillet et al., 2007). The aim of our study is to provide new evidence toward this debate based on new morphological, sedimentary, and hydrodynamic data.

3. Methodology and data

3.1. Bathymetric surveys

Eight oceanographic surveys were carried out in the spring and summers of 1998 to 2013 in the upper part of Capbreton Canyon (Table 1). The best bathymetric map published to date in this area was limited to a 20-meter resolution (Bourillet et al., 2007). Our work significantly improves upon this resolution with bathymetric data ranging from a 5 to 0.5 meter horizontal resolution and from 0.2% to 0.5% water depth vertical resolution. The bathymetric data were collected and post-processed using IFREMER's CARAIBES™ software, including manual editing and automated filters, which allowed for the creation of a final digital elevation model (DEM). To perform volume calculation, we used ArcMap (ArcGIS software), using the 3D analysis “surface-volume” tool. Sedimentological analyses were performed by the sedimentology laboratory at Bordeaux 1 University, including grain size measurement (sieving and measurements using a Malvern Mastersizer, which measures particle sizes using laser diffraction). The Wentworth grain size nomenclature has been used in this paper (Wentworth, 1922).

3.2. Numerical modeling

A modeling approach was used to address the ability of nearshore wave-driven currents to expel nearshore sediments toward the canyon head. We used the nonlinear morphodynamic model detailed by Castelle and Ruessink (2011). The model couples the spectral model SWAN (Booij et al., 1999) and a short-wave averaged and depth-integrated flow model. Hydrodynamics were then used to drive a model for short-wave averaged sediment transport and bottom changes. The model was validated using field data collected in the surf zone (e.g., Castelle et al., 2006) and was extensively used to address surf-zone sandbar morphodynamics (e.g., Castelle and Coco, 2012). In the current study, we switched off all bottom changes and used only the short-wave averaged sediment transport fluxes. The grid extended 2 km across-shore and 4 km alongshore, with a regular 40-meter grid spacing in both directions. Representative wave conditions (a total of 12) were applied at the boundaries using the classification system set out by Butel et al. (2002). Each class was defined by a significant wave height (H_s), a peak wave period (T_p) and an angle of incidence (θ). For each wave condition, a low-, mid- or high-tide level was applied to address the influence of both tidal elevation and wave conditions on nearshore wave-driven circulation in the vicinity of the canyon head.

4. Results

4.1. High resolution morphological description

The canyon forms a deep and wide amphitheater facing out to sea. This amphitheater is 1200 m wide in its shallower part (the headwall),

and decreases to a width of 280 m as the canyon narrows. The slope of the surrounding inner shelf does not exceed 0.5° . At the head of the canyon, the longitudinal slope increases strongly with a 4° average over the first kilometer. The slope reaches up to 8° in the first 100 m just below the headwall (Figs. 2 and 3).

The two flanks of the canyon head are asymmetrical and can be described as follows: (1) the northern flank is relatively steep, with slopes averaging 12° to 25° . It is dissected by three small gullies, which are approximately 60 m wide, and (2) the southern flank is gentler with slopes averaging 5° to 10° , although they can reach up to 40° for a few dozen meters here. The southern flank is seriously downcut by a large network of northward gullies (Figs. 2 and 3). This network is 600 m wide with an incision of up to 50 m deep. The axial thalweg is 70 m wide with a longitudinal slope averaging 5° . The proximal headwall is relatively straight. High-resolution bathymetric data (Fig. 2) reveals that the north-eastern headwall of the head is morphologically connected to the shallow 100-meter-wide longshore trough (off Hossegor beach). Similarly, the south-eastern headwall is connected to a shallow cross-shore trough, 200 m south of the mouth of Boudigau river.

North of the canyon, the inner shelf is characterized by a longshore sandbar located approximately 350 m from the shoreline (5 m below sea level). This sandbar is approximately 200 m wide and 4 m high. It has a steep slope of 3.15° facing the coast and a gentle seaward slope of 1.15° (Figs. 2 and 3).

The headwall is characterized by a succession of shallow cross-shore bedforms that could be interpreted either as submarine sand dunes or as small cross-shore troughs (Fig. 2). These bedforms are approximately 30 to 50 cm high and have long-shore wavelengths of 40 to 70 m; they reach 200 m in cross-shore length.

The floor of the canyon head is characterized by high and low amplitude morphological features (Fig. 2). Among the high amplitude morphological features is a set of three longitudinal residual rocky topographic highs. The tallest is 20 m above the surrounding seafloor. A sedimentary bench, 450 m long and 100 m wide, leans on the northern flank of the canyon head. It is elevated 15 m above the seafloor at the canyon head. The top of this bench is characterized by a downward dip ($<6^\circ$) and by transversal sub-linear bedforms.

Several longitudinal channels are found on the canyon floor (Fig. 2). All these channels converge and meet as the canyon narrows. These hectometer-wide channels are about 2 to 10 m deeper than the surrounding seabed and may act as conduits for downslope sediment transport.

Analysis of the 2012 high-resolution bathymetric data reveals several small undulating morphological features dispersed across the floor of the canyon head. These are transversal sub-linear bedforms, with wavelengths ranging from 30 to 50 m and an amplitude of 2 to 8 m. Wavelength increases with depth. These linear bedforms vary in their characteristics, many of them being concave in form at their intersection with longitudinal channels described above.

Table 1
List of oceanographic surveys conducted between 1998 and 2012.

Year	Month	Name	Multibeam echo sounder	Sampling
1998	August	ITSAS 1	EM1000, 5 m resolution	
2001	May	ITSAS 5	EM1000, 5 m resolution	
2007	April–May	PROSECAN IV		Kullenberg core
2009	August	GOUFHEAD	Geoswath, 0.5 m resolution	
2010	April	BERTHOIS		Berthois cone
2010	June	SEDYMAQ 2	EM1000, 5 m resolution	Shipek grab
2012	June	SEDYMAQ 3	EM2040, 1.5 m resolution	Head of Zenkovitch core
2013	September	PROTEUS DUNE	EM1002, 1.5 m resolution	

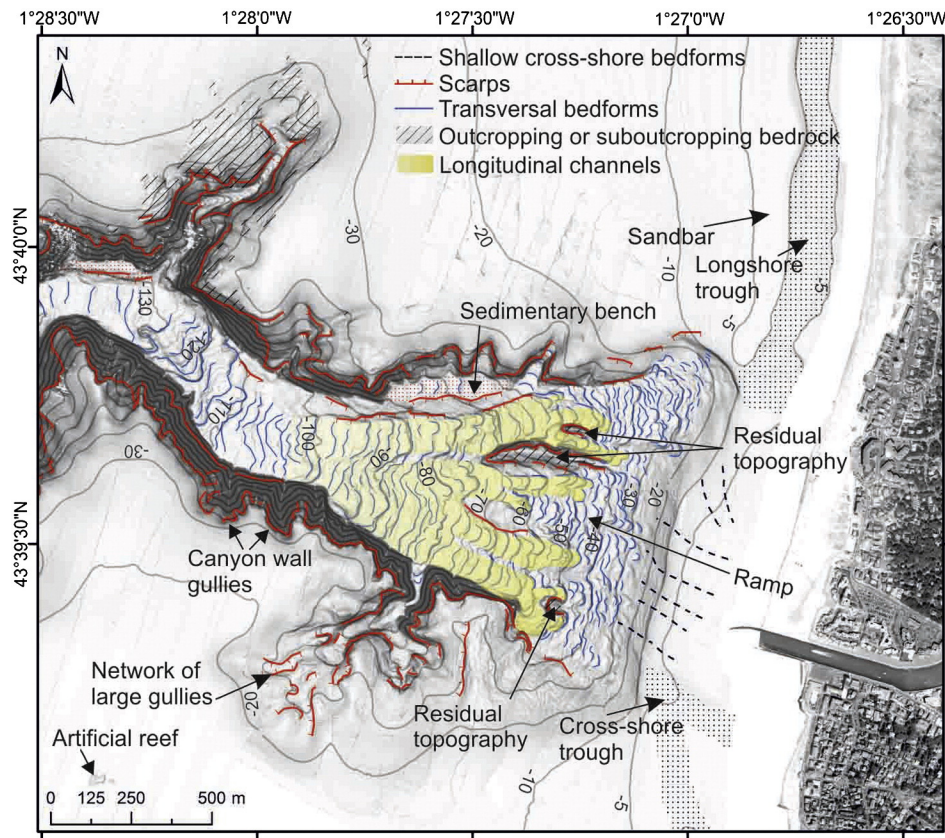


Fig. 2. Capbreton canyon head: interpretation of morphological features based on the most recent high-resolution bathymetric data (1.5 meter resolution—June 2012 and August 2009—EM2040 and Geoswath multibeam echo sounder).

4.2. Superficial grain size analysis

Fig. 4 shows the distribution of seafloor sediment, based on the results of a grain size analysis of Berthois and Shippek grab samples and Kullenberg cores. Down to 6 m in depth, surface sediment involves coarse- to very coarse-grained sand with a variable amount of gravel (between 1% and 28%) and shell fragments. Sediment becomes finer, from coarse sand to muddy sand, from the foreshore to the inner shelf and within the canyon head. Muddy deposits are confined to the canyon head and the northern and southern walls of the canyon. Most of the fine to medium sands are relatively uniform (with median diameters of about 200–250 μm) compared to the coarser sands, which are more heterogeneous (Fig. 5-A).

This analysis of recent sediment samples shows a similar grain size between the canyon-head sediment, the nearshore sandbar and the longshore-trough sediment (composed of fine to medium sands) (Fig. 5-B). In addition, some samples show the sporadic presence of clay and silt mixed with organic matter in the head of the canyon and along the northern canyon wall.

4.3. Decennial morphological evolution

To establish the evolution of the morphology of the canyon head over the past 15 years, we performed four DEM subtractions (1998–2001, 2001–2010, 2010–2012, and 2012–2013). In the following “difference” maps, we restricted the analysis (and representation) to pixels indicating

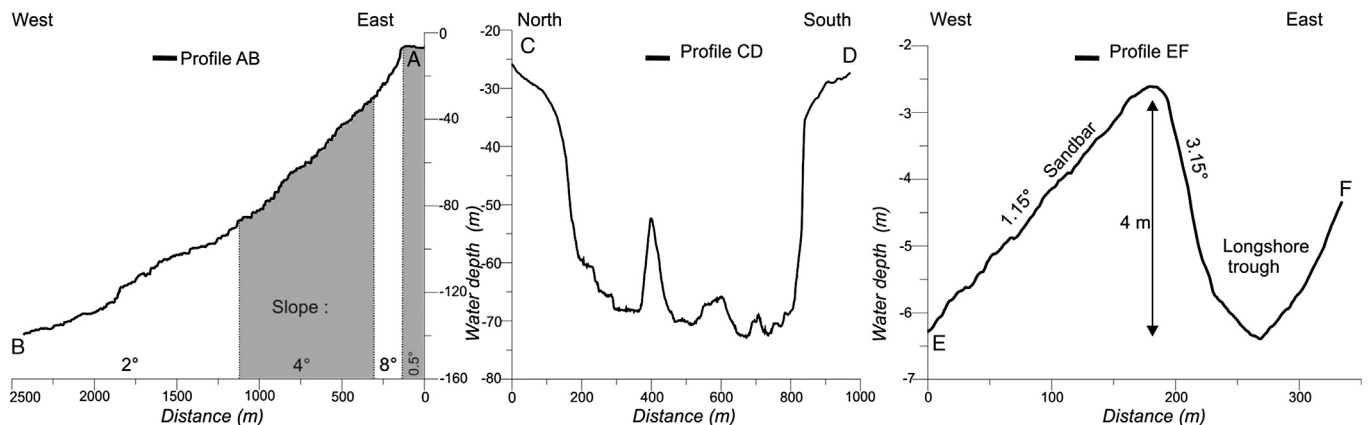


Fig. 3. Topographic sections derived from the bathymetric maps in Fig. 1.

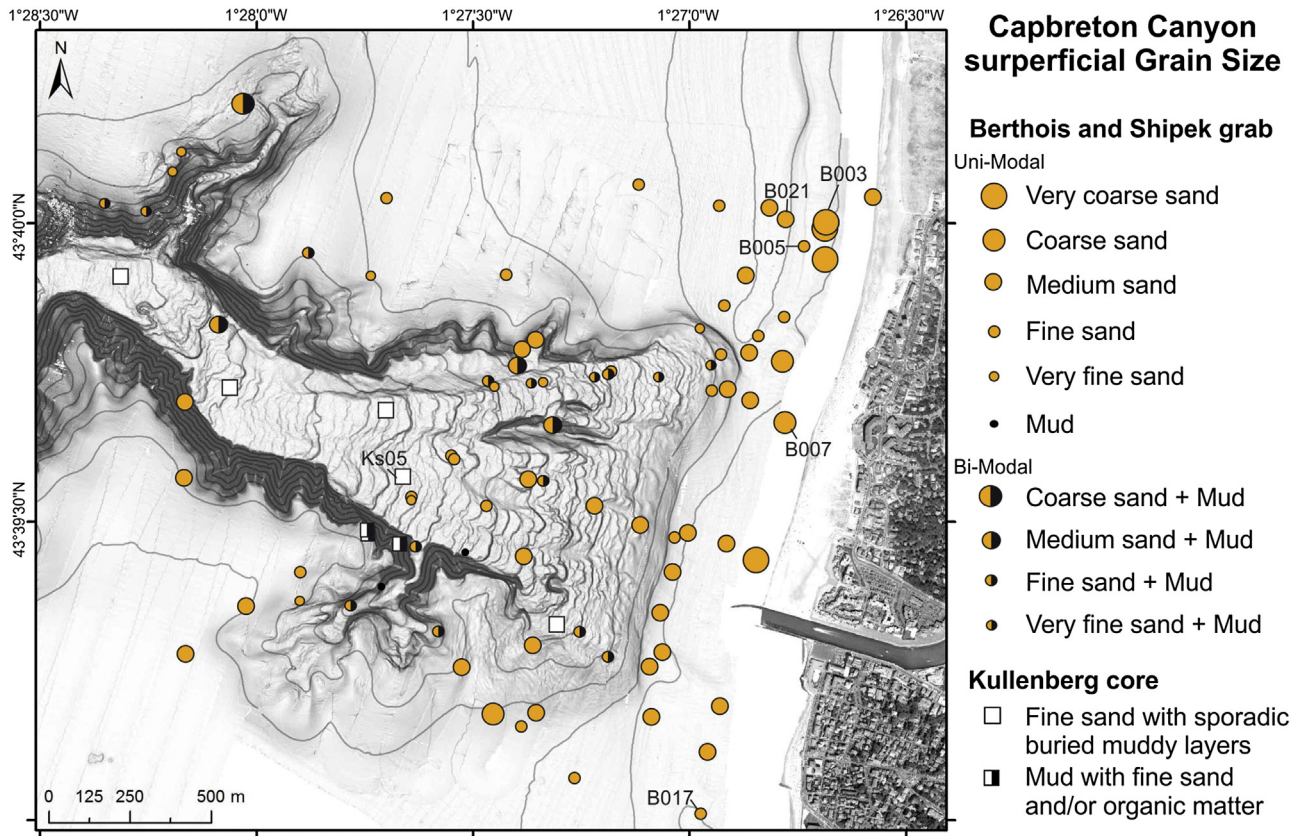


Fig. 4. Capbreton Canyon superficial grain size.

1 m or more of erosion or deposition (due to the fact that bathymetric comparison is difficult and involves an assessment of numerous potential sources of error).

The first map illustrating the bathymetric changes between 1998 and 2001 (Fig. 6-A) shows the evolution of the relationship between the canyon head and the uppermost part of the canyon. Over this three-year period, the canyon floor significantly evolved. The most pronounced area of erosion (max. – 12 m) was located below the 120-

meter isobath (Fig. 6-A; zone 1). North of this area of maximum erosion is the “Zone 2” area, where two lobe-shaped structures (7 to 9 m thick) suggest that sediment was transported from the canyon head.

The map illustrating the bathymetric changes between 2001 and 2010 (Fig. 6-B) shows the most significant morphological evolution of the canyon head. It also represents the longest period of observation. First, we observed the filling of the previously eroded “Zone 1” (6 to 16 m of maximum vertical sediment accumulation). Conversely, the

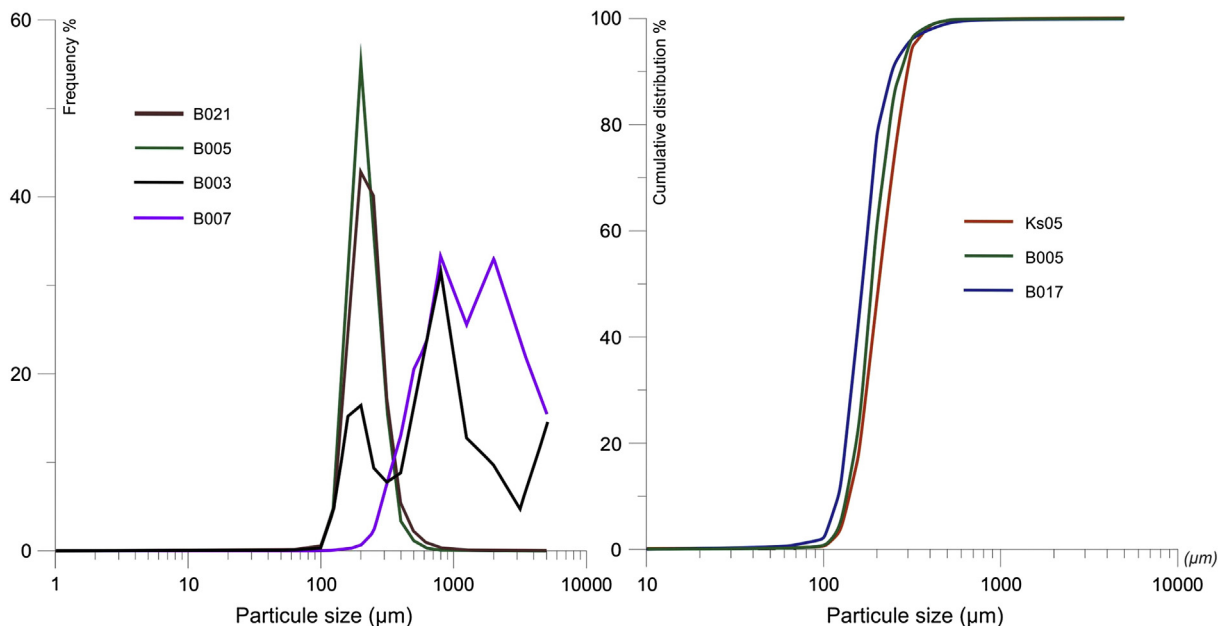


Fig. 5. A: Coarse-grained bimodal distribution and fine-grained unimodal distribution; B: Cumulative curves representative of fine/medium sand.

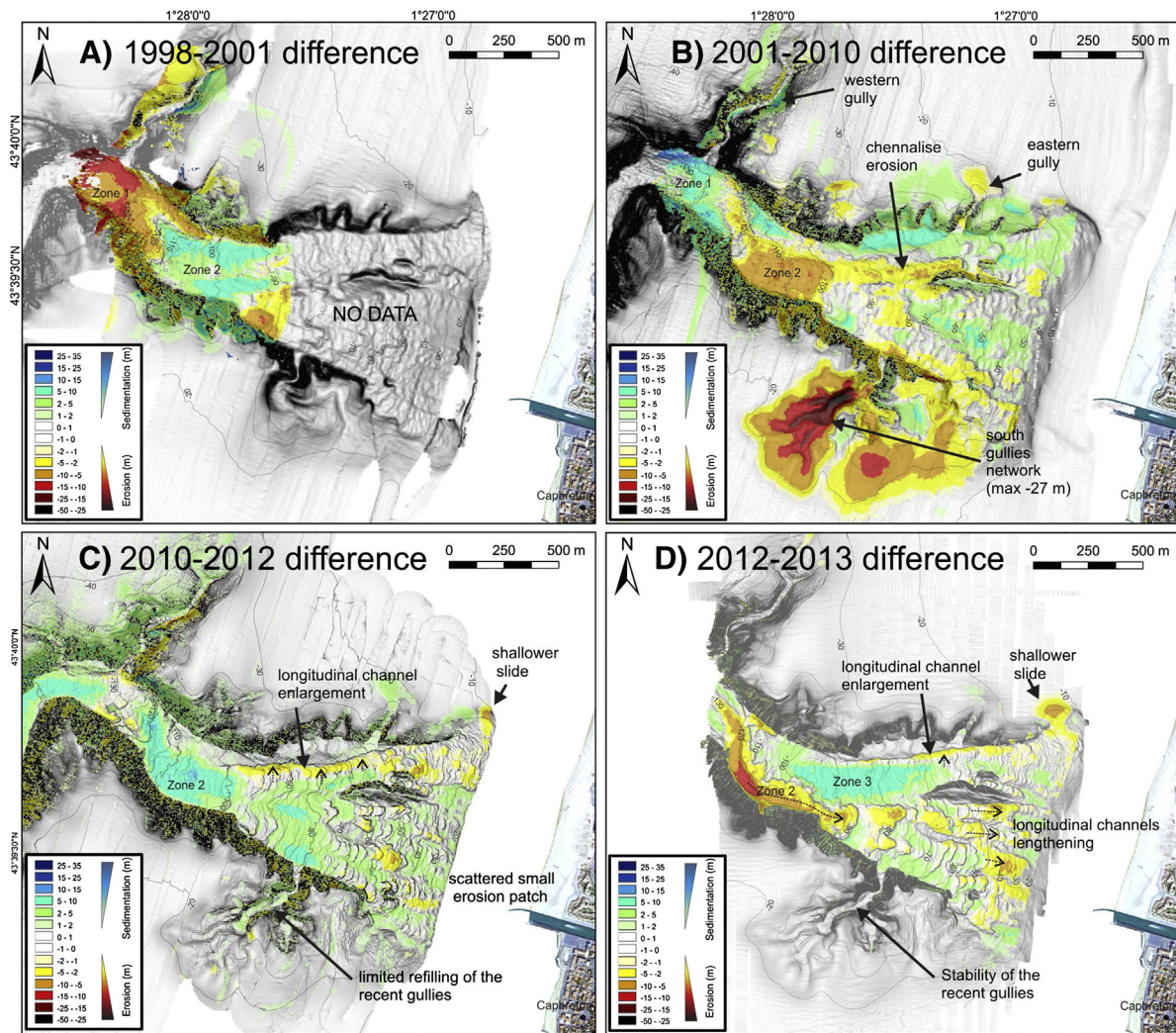


Fig. 6. Depth differences calculated through raster subtraction of bathymetric grids. Warm colors show erosion of over 1 m. Cool colors show areas of deposition of over 1 m. A: Raster subtraction of bathymetric grids corresponding to August 1998 and May 2001. B: Raster subtraction of bathymetric grids corresponding to May 2001 and June 2010. C: Raster subtraction of bathymetric grids corresponding to June 2010 and June 2012. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

two deposited lobes of “Zone 2” were seriously eroded (maximum erosion = 8 m, representing a cumulated volume of 560,000 m³). The floor of the canyon head appears to have been significantly reworked. The upper part of the canyon head (10 to 70 m below sea level) mainly experienced a thin deposition (2 to 6 m thick) and the longitudinal channels (Fig. 6) low levels of erosion (incisions ranging from 3 to 5 m), stronger in the north than in the south. On the northern flank of the canyon head, the eastern gully was subject to erosion (−1 to −2 m), whereas the western gully experienced limited deposition (2 to 5 m). The southern flank of the canyon head was affected by a large amount of erosion leading to the downcutting of a north-facing gully network (Fig. 6-B). The erosion reached 27 m locally. The total excavated volume was 2,440,000 m³. To the east of these gullies, the southern flank showed lower levels of erosion (600,000 m³).

The map illustrating the bathymetric changes between 2010 and 2012 (Fig. 6-C) confirms that the canyon head is subject to rapid morphological evolution. “Zone 2” was once again subject to deposition (614,000 m³). Over these two years, most of the canyon head showed a “relatively” thin layer of sediment accumulation (accumulated thickness ranging from 2 to 7 m), and the gully network that had previously formed on the southern flank began to gently fill (163,000 m³). Areas of erosion were limited to the northern longitudinal channel (2 to 3 m

maximum depth of erosion) and to small scattered areas of erosion on the upper part of the head (from 20 to 70 m below sea level). The proximal northeastern headwall of the canyon head showed the shallowest area of erosion in the study. Its morphology and position (along the headwall) lead us to interpret this erosion as a sand slide. It started at 10 m below sea level, 430 m off the coastline and corresponded to a destabilization of 26,000 m³.

The last map illustrates the bathymetric changes between 2012 and 2013 (Fig. 6-D). It represents the shortest period of observation (14 months). We observed the filling of “Zone 3” (6 m of maximum vertical sediment accumulation), representing a cumulated volume of 440,000 m³. Conversely, the accumulation of “Zone 2” was seriously eroded (maximum erosion = 12 m, representing a cumulated volume of 540,000 m³). The upper part of the canyon head (10 to 70 m below sea level) experienced some thin deposition but above all a lengthening or enlargement of the longitudinal channels that were already present, but less developed, between 2010 and 2012. The proximal northeastern headwall of the canyon head still experienced a small landslide. The end of the erosion of the southern gully network already evidenced over the period of 2010–2012 was again observed during this time, with neither erosion nor significant deposition.

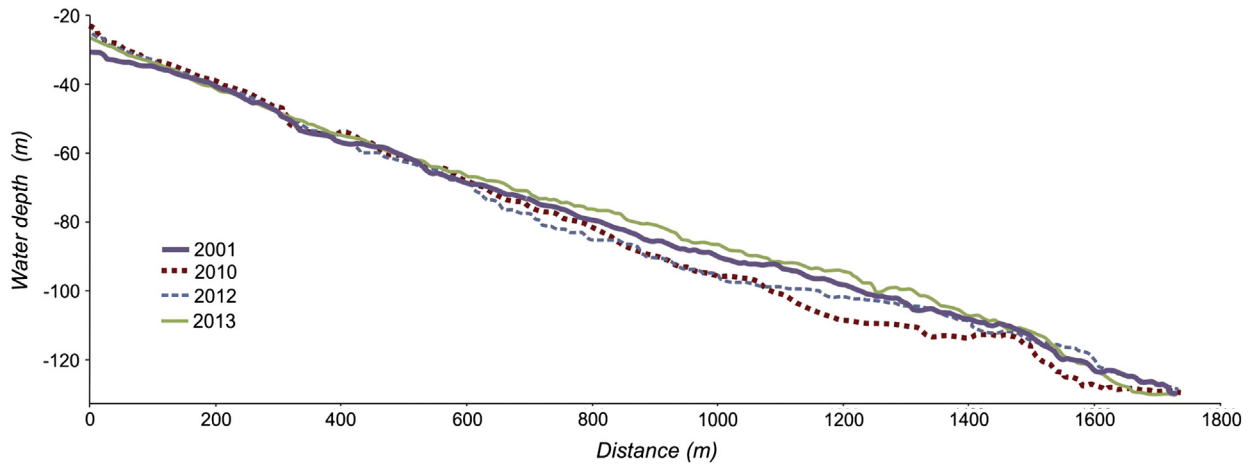


Fig. 7. Decennial evolution of the floor of the canyon head (2001–2013). Bathymetric profiles correspond to the profile AB (located in Fig. 1) but only between 20 and 130 m below sea level, where there is a cross referencing of four different years.

To summarize, between 1998 and 2013, the seafloor of the canyon head was significantly reworked by successive channelized erosion followed by phases of refilling. The proximal part of the canyon head (10 to 70 m below sea level) mainly experienced low levels of deposition balanced by dispersed areas of erosion. We must, however, underline that whereas the seafloor showed a rapid and significant evolution, the general morphology and longitudinal and transversal positions of the canyon head remained stable relative to the coast over the 15-year period. Moreover, Fig. 7 clearly demonstrates that the longitudinal profile of the canyon head seafloor fluctuated around a stable position of equilibrium. In contrast to this relatively balanced general evolution, the southern flank of the head experienced unexpected and intense erosion over the period of 2001–2010 leading to the downcutting of a deep network of gullies and the erosion of 2,440,000 m³ of sediment. Since 2010, the erosion has come to an end and the gully network has been gradually filling (163,000 m³).

4.4. Numerical modeling

Overall, the simulations showed two contrasting wave-driven circulation patterns (Fig. 8). For low to moderate energy wave conditions (wave class 4 (Butel et al., 2002), $H_s = 1.23$ m, $T_p = 12.53$ s, and $\theta = 20.29^\circ$), wave refraction over the canyon resulted in wave energy focusing on the northern beaches of Hossegor ($y \approx 2500$ m in Fig. 8A). Weak to non-breaking waves across the nearshore sandbar together with a breaking wave angle slightly oriented northward generated a weak northerly longshore current. In these situations (left-hand panels in Fig. 8), it can be argued that nearshore sands (D_{50} : 200 μ m) could not reach the canyon head as wave-driven mean currents in the vicinity of the canyon head were mostly directed onshore and were weaker than 0.1 m/s. This contrasted with the situation with high-energy waves (wave class 8 (Butel et al., 2002) with $H_s = 2.51$ m, $T_p = 7.7$ s, and $\theta = 23.05^\circ$; right-hand panels in Fig. 8). Intense, depth-induced wave-breaking dissipation was observed across the nearshore sandbar, while non-breaking waves were observed over the canyon immediately to the south. This alongshore differential broken-wave energy dissipation was the driving mechanism for flow vorticity (Bonneton et al., 2010; Bruneau et al., 2011). This drove an intense southeast current (up to 1.5 m/s) into the canyon head. In this situation, substantial quantities of beach sands could be transported into the canyon head. This is further illustrated in Fig. 9. In addition, our simulations have shown that, not surprisingly, the former situation is favored by high water levels, while the latter is favored by low water levels. Our simulations have shown that offshore wave angle does not significantly impact nearshore circulation in the Capbreton area. This surprisingly low influence of wave angle is due to (1) the exposure of the area to ocean waves at a reasonably narrow range of angle of

incidence, that is, $10^\circ < \theta < 23^\circ$ (Abadie et al., 2006) and (2) the canyon which, through offshore wave refraction, forces inshore wave energy to focus in areas that constrain the local breaking wave angle. Essentially, wave height and tidal level were found to dictate circulation patterns. The influence of wave period was also significant as wave focusing increased with increasing incident wave period.

5. Discussion

5.1. Sedimentary processes in the canyon head

The morphological analysis has shown that both the longshore subtidal sandbar and associated longshore trough connect with the northeastern edge of the canyon head (Fig. 2). In addition, sediment samples from the canyon head are similar to the samples collected along the surrounding seabed. In particular, there is a good fit between the fine to medium detritic sands of the canyon head and the sands of the surrounding upper shoreface (including the sand of the subtidal sandbar and trough, Figs. 4 and 5).

Finally, our wave-driven current simulations (Figs. 8 and 9) have produced the following two key results: for high-energy wave conditions (1) the wave-driven currents are especially active over the subtidal sandbar and outer trough area and (2) an intense southward longshore current reaches the north-eastern edge of the canyon head (current vectors converge into this part of the canyon head; Fig. 8). Considering the velocity of this current (1.5 m/s), the D_{50} grain size of the upper shoreface sediment (200 μ m), and the nonlinear morphodynamic model, we suggest that such high-energy wave conditions lead to the transportation of large quantities of sands from the upper shoreface toward the proximal part of the canyon head.

All these evidences clearly support the hitherto poorly-argued assumption that the southward longshore drift acting along the Aquitaine coast contributes to the sediment load of Capbreton canyon head. We have demonstrated, however, that this occurs only under high-energy wave conditions (wave class 8 (Butel et al., 2002) with $H_s = 2.51$ m, $T_p = 7.7$ s and $\theta = 23.05^\circ$, i.e. 6% of the year). Moreover, we have observed that a significant portion of this sediment did not seem to get trapped in the canyon head but continued its way southward along the coast. This is supported by (1) modeling (Figs. 8 and 9) and (2) the interpretation of the morphology of the beaches on both sides of Capbreton jetty: strong accumulation to the north vs. starved beach to the south, with the implementation of a sediment bypass system (Fig. 1.).

Further studies are needed, however, to identify the amount of sediment entering the canyon head, for example by installing sediment

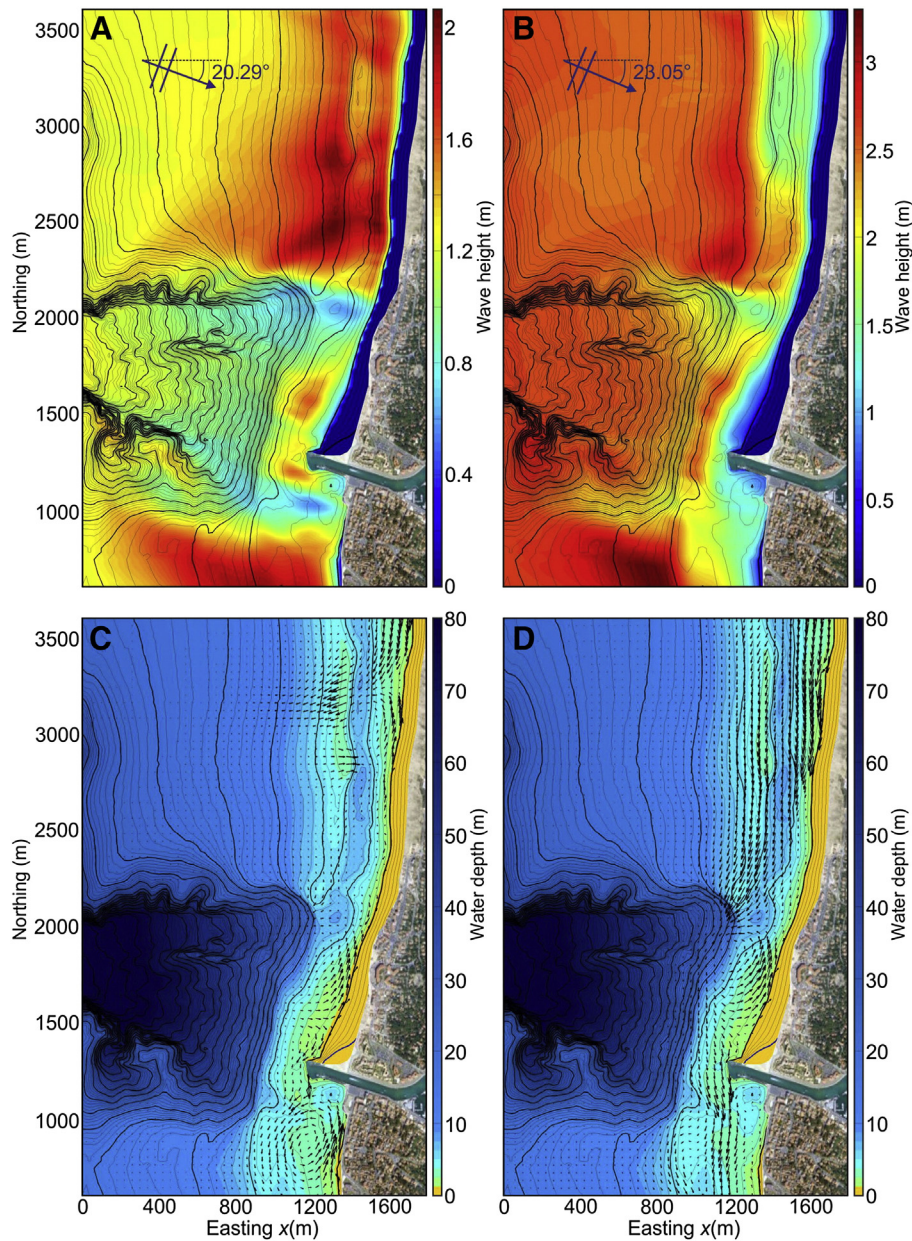


Fig. 8. (A, B) Simulated wave field with color bars indicating significant wave height, H_s , in meters, and (C, D) resulting wave-driven currents (arrows, every other vector is plotted for readability) with color bars indicating water depth in meters. Left-hand panels: wave class 4 (Butel et al., 2002) with $H_s = 1.23$ m, $T_p = 12.53$ s and $\theta = 20.29^\circ$ at low tide. Right-hand panels: wave class 8 (Butel et al., 2002) with $H_s = 2.51$ m, $T_p = 7.7$ s and $\theta = 23.05^\circ$ at high tide. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

traps. Similar examples of large amounts of sediment entering a canyon head have been demonstrated in other canyons around the world. For example, more than 200,000 m³/year of littoral sand and gravel enter Monterey canyon head (Eittreim et al., 2002; Smith et al., 2005, 2007), and 50,000 m³/year enter Komagoe submarine canyon (Yoshikawa and Nemoto, 2010).

In addition, the analysis of new sediment samples has shown the presence of clay mixed with organic matter in the head of the canyon (36% of the samples showed traces of MO-rich clay). The large Adour river plume is present for 20% of the year, extending 15 km out to sea from the town of Capbreton, with a maximum concentration of 15 mg. l⁻¹ (Petus, 2009; Petus et al., 2014). Studies of shelf sediment cover have revealed that there is no clay accumulation in the close vicinity of the canyon head (Allen and Castaing, 1977; Augris et al., 2009). The nearest shelf clay patch lies on the Basque narrow shelf, 40 km

southwest of our canyon head (Jouanneau et al., 2008). According to these arguments, the Adour plume appears to be a potential source of MO-rich clay in the area. Such a relationship has already been observed during flooding periods between the Eel river mouth and the Eel canyon head (located 10 km out to sea from the river mouth) (Mullenbach and Nittroer, 2000; Mullenbach et al., 2004). Moreover, previous studies have shown that suspended sediments can be preferentially trapped in canyon systems (Baker and Hickey, 1986; Puig and Palanques, 1998).

The analysis of decennial morphological evolution has shown a relatively uniform accretion on the upper part of the head. Erosion appears more focused with an extension and enlargement of the longitudinal channels or the erosion of the gully networks. These longitudinal channels meet at the canyon narrows suggesting the evacuation of sediment downward into the canyon. To summarize, the head of Capbreton Canyon acts as a sediment buffer, with 1) temporal sediment trapping

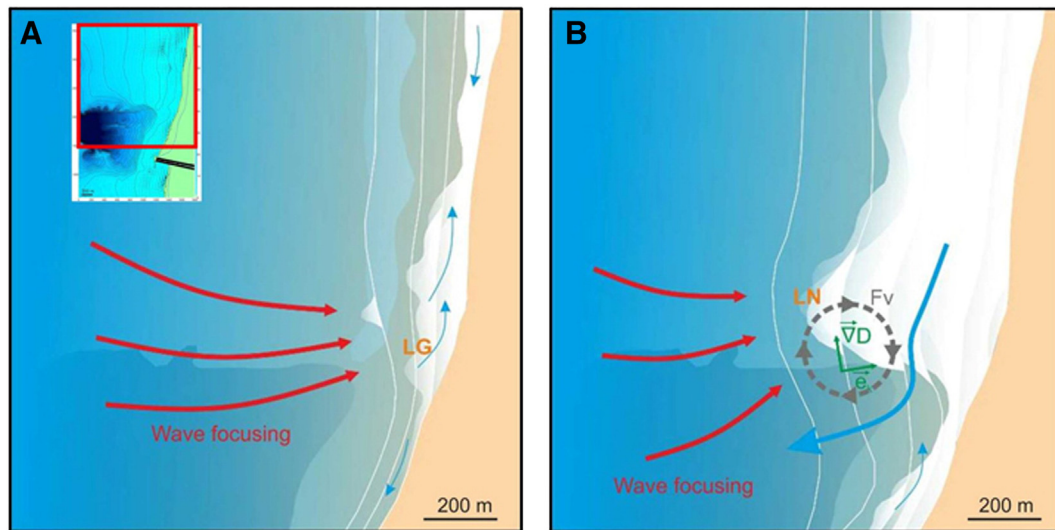


Fig. 9. Diagram of wave-driven circulation in the vicinity of the canyon head. (A) Low to moderate energy waves resulting in weak to non-breaking waves across the nearshore sandbar. The combination of wave focusing and wave obliquity at breaking drives a weak northward longshore current. (B) High energy waves resulting in intense depth-induced waves breaking seaward and across the nearshore sandbar with significant wave focusing. This results in intense alongshore broken-wave energy dissipation, D , from which the vectorial product with the unit wave ray vector, \mathbf{e}_k , gives a measure of the vorticity forcing term, F_v (see Bonneton et al., 2010; Bruneau et al., 2011; Castelle and Coco, 2012 for more information). This in turn drives an intense longshore current, which is deflected into the canyon head. In panels (A) and (B), LG and LN refer to the internationally famous world-class surf spots “La Gravière” and “La Nord”, respectively, which are the result of the wave-focusing patterns at the canyon head.

phases and 2) an evacuation of the sediment into the canyon. Our 15-year study has shown a strong and rapid morphobathymetric evolution of the canyon floor, however the global morphology of the canyon head has remained stable (Fig. 6). This relative stability is supported by the evolution of the longitudinal profile of the canyon head seafloor (Fig. 7), which clearly fluctuates around a stable position of equilibrium. This argument suggests that there is a good balance between inputs (longshore drift) and exports (processes to be determined) in the canyon head.

Between 2001 and 2010, the southern flank of the canyon head was affected by major erosion leading to the downcutting of the northfacing gully network described in Fig. 6. According to past low-resolution bathymetric data (Froidefond et al., 1983; Fig. 11), it appears that this network of gullies was absent in 1860 but already present in 1963.

Our study shows that these gullies are almost imperceptible and appear as rough lineament because they were filled in 2001, reappeared in 2010, began to fill again over the period of 2010–2012 and stabilized over the period of 2012–2013. Downcutting of this network of gullies was observed during our longest time-lapse (2001–2010) and we cannot know whether it corresponds to a single event arising from a specific storm (Klaus: 23 January 2009 or Xynthia: 27 February 2010) or several associated events.

5.2. Bedforms

For several years, bedforms were suspected to be present in the head of Capbreton Canyon because bright and rectilinear transversal structures had been observed on backscatter imagery in the lowermost

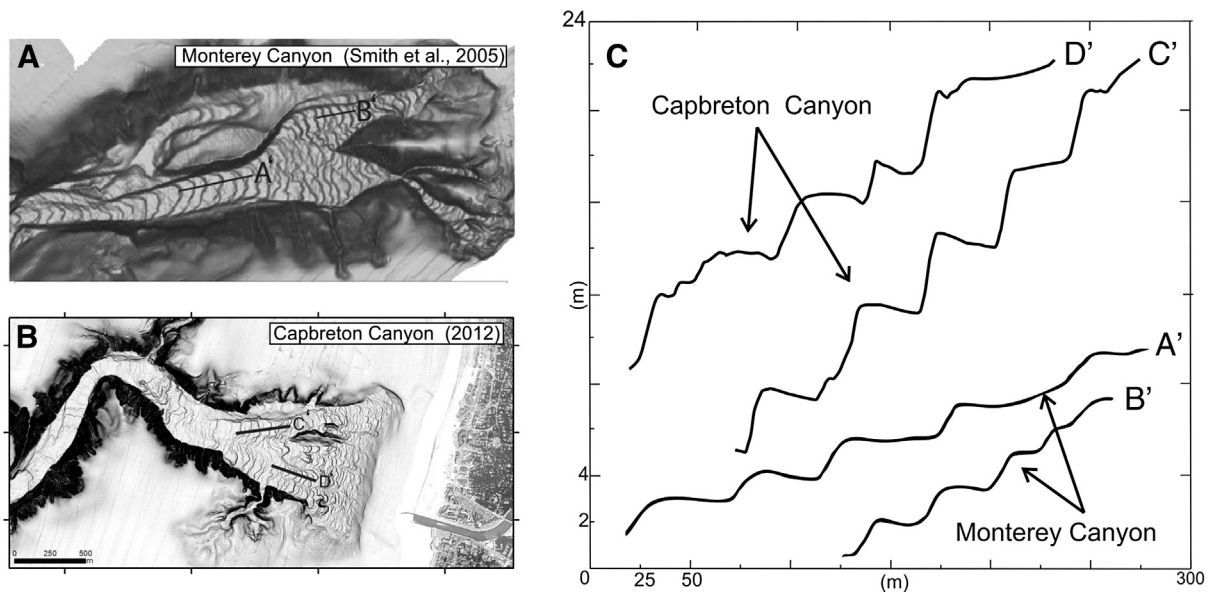


Fig. 10. A and B: Bathymetry of the upper part of Monterey Canyon (Smith et al., 2005) and of Capbreton Canyon, with location of cross sections A', B', C', and D'. C: Profiles of seafloor from the upper floor of Monterey Canyon (modified from Smith et al., 2005; Cartigny et al., 2011), and a profile from the upper floor of Capbreton Canyon.

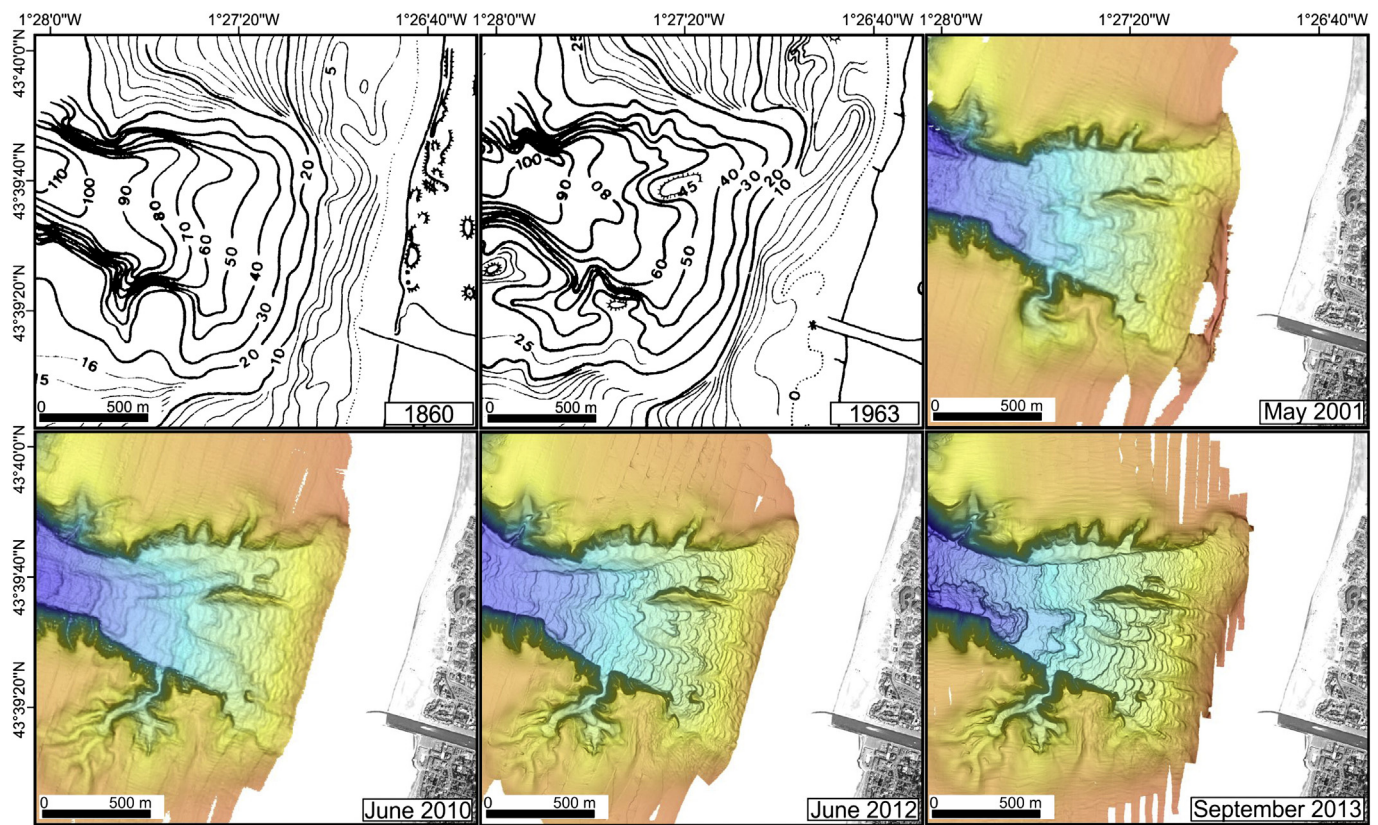


Fig. 11. Capbreton canyon head over the past two centuries, based on Froidefond et al. (1983) (Bathymetric data compilation from 1860, 1963, May 2001, June 2012 and August 2009).

part of the head (Gaudin et al., 2006). Our HR morphological analysis has clearly revealed transversal sub-linear bedforms located 10 to 100 m below sea level, where the channel's thalweg slope averages 8° to 2° (Figs. 2 and 3). Wavelengths range from 30 to 50 m and amplitude ranges from 2 to 8 m.

Comparison (Fig. 10) shows that these bedforms are morphologically similar to the bedforms mapped in Monterey Canyon (Smith et al., 2005, 2007; Xu et al., 2008; Paull et al., 2010, 2011) or La Jolla Canyon (Paull et al., 2013), where these features are called crescent-shaped bedforms.

Currently, it appears that there is no consensus on the origin of these bedforms. In other canyons (Paull et al., 2010, 2011, 2013), these features have been attributed to various processes, such as cyclic steps in turbidity currents (Cartigny et al., 2011; Kostic, 2011) and breaching (Van Den Berg et al., 2002; Mastbergen and Van Den Berg, 2003). Discussion on the origin of the sediment waves observed in our canyon head demonstrates the limits of our current dataset. There is a clear need for (1) better bathymetric data resolution in space and time to establish whether the observed bedforms show a down-slope or an up-slope migration and (2) in-situ current measurements (direction and velocity) to identify potential strong currents in the head of the canyon that could explain the origin of these transversal bedforms.

5.3. Hazards

Coastal erosion is a serious worldwide environmental issue in coastal zones. The analysis of the head of the Capbreton Canyon and its short-term morphological evolution demonstrates that the upper part of the canyon and the head are both currently experiencing strong activity leading to rapid morphobathymetric evolution.

The floors of the upper thalweg and canyon head have both experienced consistent significant morphological reworking: tens of

thousands of square meters of erosion and dozens of meter-deep incisions and meter-thick layers of deposition. This intense sedimentary activity has prevented any new submarine installation such as cables lying within the canyon head.

The southern network of gullies appeared between 2001 and 2010 and represents a significant movement of sediment ($2,440,000 \text{ m}^3$). Fortunately, the direction of this erosion remained parallel to the coast. Nevertheless the proximity of the coast (only 1 km) and the nature of this unpredictable phenomenon imply the need for the supervision of erosion, which represents a possible hazard for the nearby coastal infrastructure (e.g. jetties or beachfront buildings).

The general shape and position of the canyon and its head have remained stable throughout the 15 years of observation. We did not observe lateral migration or offshore migration, as has been the case in other canyons (Biscara et al., 2013). Because the general shape and position of the canyon head appear to have been stable over the past 15 years, we believe that, given the current findings, the evolution of the canyon head does not imply a direct short-term hazard for the coastline or coastal infrastructure. However, as this relative stability seems related to a good balance between inputs (longshore drift) and exports (erosion), the Capbreton canyon head sediment budget should be monitored and any disturbing factors (e.g. new coastal installations such as groynes) should be avoided.

6. Conclusions

Our work has generated the following key results:

- 1) High-resolution bathymetric data analysis has revealed a direct morphological connection between the sedimentary nearshore conduit (longshore trough) and the proximal part of the head of the canyon.
- 2) Analysis of the sediment samples has shown a clear correlation

between the sediment in the canyon head and that transported by the southward Aquitaine longshore drift (fine to medium sands).

- 3) Numerical modeling has shown that for high-energy waves, powerful wave-driven longshore currents have the potential to transport large volumes of sediment eroded from the beach toward the canyon head. This suggests that the canyon head acts as a sediment sink and is particularly supplied during periods of intense coastal erosion, i.e., during storms.
- 4) Morphological analysis and decennial evolution have revealed the presence of active erosional longitudinal channels that meet in the canyon narrows and that suggest a downward evacuation of sediment within the canyon.
All these evidences clearly support the hitherto poorly-argued assumption that the southward longshore drift acting along the Aquitaine coast contributes, under high-energy wave conditions ($H_s = 2.51$ m, $T_p = 7.7$ s and $\theta = 23.05^\circ$), to the sediment load of Capbreton canyon head. We suggest that the head of Capbreton Canyon acts as a sediment buffer, which temporarily traps fine sands (and some mud) before discharging (a process to be determined) toward the canyon.
- 5) The general shape and position of the canyon head have remained stable throughout the 15 years of observation. Conversely, the floor of the canyon head has experienced consistent significant morphological reworking. The seabed nonetheless oscillates around a position of equilibrium and appears to be in a state of balance over the long-term. The southern flank of the canyon head has been affected by significant erosion (between 2001 and 2010) leading to the downcutting of the southern network of gullies. Considering the extent of this erosion and its irregular activity over time, it strongly differs from the general trend of evolution observed elsewhere in the canyon head.

In terms of hazards, the stability of the canyon head (no lateral migration or offshore migration) appears to be a comforting factor. However, the activity of lateral erosion, such as the southern gully network highlighted between 2001 and 2010, needs to be monitored.

Acknowledgments

The captains and crews of the R/V La Thalia and Le Suroît are thanked for their assistance during the ITSAS and SEDYMAQ cruises. Technical staffs of Bordeaux University are warmly thanked. We thank Esther Sumner and an anonymous reviewer for their valuable comments which greatly improved this manuscript. This Ph.D. study is funded by BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières, BRGM-DAJ/JAC/JUR/PEZ N°2011 059) and DGA (Délégation Générale de l'Armement, DGA 2010 60 049), with additional funding from "Actions Marges" (INSU program). BC acknowledges financial support from project BARBEC (ANR N2010 JCJC 602 01).

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2014.03.001>.

References

- Abadie, S., Butel, R., Mauriet, S., Morichon, D., Dupuis, H., 2006. Wave climate and longshore drift on the South Aquitaine coast. *Continental Shelf Research* 26, 1924–1939.
- Abe, J., 1984. Etude des mouvements sédimentaires dans la zone du canyon de Capbreton à l'aide de traceurs radioactifs et fluorescents (France). (These de 3eme cycle) Université de Bordeaux 1, France 204.
- Allen, G., Castaing, P., 1977. Carte de répartition des sédiments superficiels sur le plateau continental du Golfe de Gascogne. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine* 255–260.
- Augris, C., Milly, N.C., de Casamajor, M.-N., 2009. *Atlas thématique de l'environnement marin du Pays Basque et du sud des Landes*. Editions Quae.
- Baker, E.T., Hickey, B.M., 1986. Contemporary sedimentation processes in and around an active West Coast submarine canyon. *Marine Geology* 71, 15–34.
- Biscara, L., Mulder, T., Hanquiez, V., Mariu, V., Crespin, J.-P., Braccini, E., Garlan, T., 2013. Morphological evolution of Cap Lopez Canyon (Gabon): illustration of lateral migration processes of a submarine canyon. *Marine Geology* 340, 49–56.
- Bois, C., Pinet, B., Gariel, O., 1997. The sedimentary cover along the ECORS Bay of Biscay deep seismic reflection profile. A Comparison Between the Parentis Basin and Other European Rifts and Basins. *Société Géologique de France, Paris, France*.
- Bonneton, P., Bruneau, N., Castelle, B., Marche, F., 2010. Large scale vorticity generation due to dissipating waves in the surf zone. *Discrete and Continuous Dynamical Systems — Series B* 13, 729–738.
- Booij, N., Ris, R., Holthuijsen, L.H., 1999. A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 104, 7649–7666 (1978–2012).
- Bourillet, J.-F., Augris, C., Cirac, P., Mazé, J.-P., Normand, A., Loubrieu, B., Crusson, A., Gaudin, M., Poirier, D., Le Bris, C.S., Simplet, L., 2007. Le canyon de Capbreton: carte bathymétrique — Feuille ouest. Quae Editions.
- Brocheray, S., Cremer, M., Zaragosi, S., Schmidt, S., Eynaud, F., Rossignol, L., Gillet, H., 2014. 2000 years of frequent turbidite activity in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay). *Marine Geology* 347, 136–152.
- Bruneau, N., Bonneton, P., Castelle, B., Pedreros, R., 2011. Modeling rip current circulations and vorticity in a high-energy mesotidal-macrotidal environment. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 116, C07026.
- Butel, R., Dupuis, H., Bonneton, P., 2002. Spatial variability of wave conditions on the French Atlantic coast using in-situ data. *Journal of Coastal Research* 96–108.
- Canals, M., Puig, P., de Madron, X.D., Heussner, S., Palanques, A., Fabres, J., 2006. Flushing submarine canyons. *Nature* 444, 354–357.
- Cartigny, M.J.B., Postma, G., van den Berg, J.H., Mastbergen, D.R., 2011. A comparative study of sediment waves and cyclic steps based on geometries, internal structures and numerical modeling. *Marine Geology* 280, 40–56.
- Castelle, B., Coco, G., 2012. The morphodynamics of rip channels on embayed beaches. *Continental Shelf Research* 43, 10–23.
- Castelle, B., Ruessink, B.G., 2011. Modeling formation and subsequent nonlinear evolution of rip channels: time-varying versus time-invariant wave forcing. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 116, F04008.
- Castelle, B., Bonneton, P., Sénéchal, N., Dupuis, H., Butel, R., Michel, D., 2006. Dynamics of wave-induced currents over an alongshore non-uniform multiple-barred sandy beach on the Aquitanian Coast, France. *Continental Shelf Research* 26, 113–131.
- Cirac, P., Bourillet, J.-F., Gribouard, R., Normand, A., 2001. Le canyon de Capbreton: nouvelles approches morphostructurales et morphosédimentaires. Premiers résultats de la campagne Itsas. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences — Series IIA — Earth and Planetary Science* 332, 447–455.
- Cremer, M., 1983. Approches sédimentologique et géophysique des accumulations turbiditiques: l'éventail profond du Cap-Ferret (Golfe de Gascogne), la série des Grés d'Annot (Alpes de Haute Provence). Université de Bordeaux 1 413.
- Cremer, M., Brocheray, S., Gillet, H., Hanquiez, V., 2012. Capbreton canyon: evidence of its formation by differential sedimentation. XII International Symposium on Oceanography on the Bay of Biscay, Santander (Spain).
- Deregnacourt, D., Boillot, G., 1982. Nouvelle carte structurale du golfe de Gascogne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris Serie II* 294, 219–222.
- Duplantier, F., 1976. Etude sédimentologique de la zone cotière et du proche plateau continental de la région de Capbreton. *Paleogéographie et évolution actuelle*. (These de 3eme cycle) Université de Bordeaux 1, France 131.
- Durieu de Madron, X., 1994. Hydrography and nepheloid structures in the Grand-Rhône canyon. *Continental Shelf Research* 14, 457–477.
- Eittrheim, S.L., Xu, J.P., Noble, M., Edwards, B.D., 2002. Towards a sediment budget for the Santa Cruz shelf. *Marine Geology* 181, 235–248.
- Froidefond, J.M., 1982. Processus d'évolution d'un littoral sableux aux cours de l'holocène. Application au domaine aquitain. Présentation d'une méthode de géomorphologie dynamique et quantitative. Université de Bordeaux 1, France, p. 271 (PhD Thesis).
- Froidefond, J.-M., Castaing, P., Weber, O., 1983. Evolution morpho-sédimentaire de la tête du canyon de Capbreton d'après les cartes de 1860 et de 1963, utilisation des méthodes informatiques. *Bulletin de la Société Géologique de France* XXV, 705–714.
- Gaudin, M., Mulder, T., Cirac, P., Berné, S., Imbert, P., 2006. Past and present sedimentary activity in the Capbreton Canyon, southern Bay of Biscay. *Geo-Marine Letters* 26, 331–345.
- Idier, D., Castelle, B., Charles, E., Mallet, C., 2013. Longshore sediment flux hindcast: spatio-temporal variability along the SW Atlantic coast of France. *Journal of Coastal Research Special Issue* 65, 1785–1790.
- Jouanneau, J.-M., Weber, O., Champilou, N., Cirac, P., Muxika, I., Borja, A., Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J., Donard, O., 2008. Recent sedimentary study of the shelf of the Basque country. *Journal of Marine Systems* 72, 397–406.
- Klingebiel, A., Legigan, P., 1978. Histoire géologique des divagations de l'Adour. *Proc Congr IVème Centenaire du Détournement de l'Adour 1578–1978*, Bayonne, pp. 23–33.
- Kostic, S., 2011. Modeling of submarine cyclic steps: controls on their formation, migration, and architecture. *Geosphere* 7, 294–304.
- Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., Ambias, D., Ivanov, M., Droz, L., Dennielou, B., Fabrès, J., Schoolmeester, T., Akhmetzhanov, A., Orange, D., García-García, A., 2007. A walk down the Cap de Creus canyon, Northwestern Mediterranean Sea: recent processes inferred from morphology and sediment bedforms. *Marine Geology* 246, 176–192.
- Lewis, K.B., Barnes, P.M., 1999. Kaikoura Canyon, New Zealand: active conduit from near-shore sediment zones to trench-axis channel. *Marine Geology* 162, 39–69.

- Mastbergen, D.R., Van Den Berg, J.H., 2003. Breaching in fine sands and the generation of sustained turbidity currents in submarine canyons. *Sedimentology* 50, 625–637.
- Mulder, T.M., Weber, O.W., Anschutz, P.A., Jorissen, F.J., Jouanneau, J.M.J., 2001. A few months-old storm-generated turbidite deposited in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay, SW France). *Geo-Marine Letters* 21, 149–156.
- Mulder, T., Zaragosi, S., Garlan, T., Mavel, J., Cremer, M., Sottolichio, A., Sénéchal, N., Schmidt, S., 2012. Present deep-submarine canyons activity in the Bay of Biscay (NE Atlantic). *Marine Geology* 295–298, 113–127.
- Mullenbach, B.L., Nittrouer, C.A., 2000. Rapid deposition of fluvial sediment in the Eel Canyon, northern California. *Continental Shelf Research* 20, 2191–2212.
- Mullenbach, B.L., Nittrouer, C.A., Puig, P., Orange, D.L., 2004. Sediment deposition in a modern submarine canyon: Eel Canyon, northern California. *Marine Geology* 211, 101–119.
- Nesteroff, W., Duplaix, S., Sauvage, J., Lancelot, Y., Melières, F., Vincent, E., 1968. Les dépôts récents du canyon de Capbreton. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 218–252.
- Paull, C.K., Ussler III, W., Caress, D.W., Lundsten, E., Covault, J.A., Maier, K.L., Xu, J., Augenstein, S., 2010. Origins of large crescent-shaped bedforms within the axial channel of Monterey Canyon, offshore California. *Geosphere* 6, 755–774.
- Paull, C.K., Caress, D.W., Ussler, W., Lundsten, E., Meiner-Johnson, M., 2011. High-resolution bathymetry of the axial channels within Monterey and Soquel submarine canyons, offshore central California. *Geosphere* 7, 1077–1101.
- Paull, C.K., Caress, D.W., Lundsten, E., Gwiazda, R., Anderson, K., McGann, M., Conrad, J., Edwards, B., Sumner, E.J., 2013. Anatomy of the La Jolla Submarine Canyon system; offshore southern California. *Marine Geology* 335, 16–34.
- Petus, C., 2009. Qualité des eaux cotières du sud du golfe de Gascogne par teledetection spatiale. (These de 3eme cycle) Université de Bordeaux 1, France 409.
- Petus, C., Marieu, V., Novoa, S., Chust, G., Bruneau, N., Froidefond, J.-M., 2014. Monitoring spatio-temporal variability of the Adour River turbid plume (Bay of Biscay, France) with MODIS 250-m imagery. *Continental Shelf Research* 74, 35–49.
- Pingree, R.D., Mardell, G.T., New, A.L., 1986. Propagation of internal tides from the upper slopes of the Bay of Biscay. *Nature* 321, 154–158.
- Puig, P., Palanques, A., 1998. Nepheloid structure and hydrographic control on the Barcelona continental margin, northwestern Mediterranean. *Marine Geology* 149, 39–54.
- Shepard, F.P., 1981. Submarine canyons; multiple causes and long-time persistence. *AAPG Bulletin* 65, 1062–1077.
- Shepard, F.P., Dill, R.F., 1966. Submarine Canyons and Other Sea Valleys. Rand McNally.
- Smith, D.P., Ruiz, G., Kvitek, R., Iampietro, P.J., 2005. Semiannual patterns of erosion and deposition in upper Monterey Canyon from serial multibeam bathymetry. *Geological Society of America Bulletin* 117, 1123–1133.
- Smith, D.P., Kvitek, R., Iampietro, P.J., Wong, K., 2007. Twenty-nine months of geomorphic change in upper Monterey Canyon (2002–2005). *Marine Geology* 236, 79–94.
- Van Den Berg, J.H., Van Gelder, A., Mastbergen, D.R., 2002. The importance of breaching as a mechanism of subaqueous slope failure in fine sand. *Sedimentology* 49, 81–95.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology* 30, 377–392.
- Xu, J.P., Wong, F.L., Kvitek, R., Smith, D.P., Paull, C.K., 2008. Sandwave migration in Monterey Submarine Canyon, Central California. *Marine Geology* 248, 193–212.
- Yoshikawa, S., Nemoto, K., 2010. Seasonal variations of sediment transport to a canyon and coastal erosion along the Shimizu coast, Suruga Bay, Japan. *Marine Geology* 271, 165–176.

III. Résultats complémentaires : abord nord du canyon

Les abords au nord du canyon de Capbreton, étaient jusqu'à présent très mal connus en raison l'absence de données d'imagerie et de sondeur de sédiments (Figure IV.8-B). Les nouvelles données issues du SBP 120 du N/O Beautemps-Beaupré apportent des informations capitales : la transition *sorted bedforms* / couverture uniforme du nord vers le sud à l'approche du canyon, vue en coupe, correspond en fait à la présence de ce qui semble être un stock de sédiments fins (sable fin à moyen prélevé en surface ; Figure IV.9). Sur le profil de sondeur de sédiments, quatre faciès acoustiques se succèdent de bas en haut :

L'unité 1, correspond à un faciès à forte amplitude dont la discontinuité au sommet présente une géométrie très irrégulière. Cette unité remonte et atteint localement le fond à proximité du canyon de Capbreton où elle correspond alors à un affleurement rocheux (Figure IV.10). Elle est donc interprétée comme du substratum rocheux limité à son sommet par une surface d'érosion. Par contre, sa limite inférieure n'est pas connue.

L'unité 2 dont l'épaisseur atteint 3,8 m (pour une vitesse de 1600 m/s), correspond à un faciès sourd-bruité, caractérisé à son sommet par des paquets de réflecteurs chaotiques de forte amplitude. Ce faciès présente les mêmes caractéristiques que le faciès interprété comme du « substratum » à grains grossiers non remanié décrit au chapitre III (« substratum » servant de support aux *sorted bedforms*). La géométrie de la discontinuité au sommet est également irrégulière, mais avec une plus grande longueur d'onde que la surface d'érosion sous-jacente (présence de *sorted bedforms* fossiles ?).

L'unité 3a dont l'épaisseur atteint 3 m (pour une vitesse de 1600 m/s), correspond à un faciès avec des réflecteurs continus à discontinus d'amplitude faible. Quelques terminaisons en *onlap* et *downlap* viennent souligner la discontinuité sous-jacente (sommet unité 2).

L'unité 3b dont l'épaisseur atteint 3,2 m (pour une vitesse de 1600 m/s), correspond à un faciès avec des réflecteurs continus à discontinus. Elle est séparée de l'unité 3a par une discontinuité soulignées par des *onlap*.

Les unités 3a et 3b présentent toutes deux des réflecteurs sub-continus / sub-horizontaux d'amplitude faible à moyenne. Considérées dans leur ensemble, elles dessinent un corps sédimentaire lenticulaire (dont l'épaisseur atteint 5,7 m). Le sable fin à moyen prélevé en surface et le faciès acoustique de faible à moyenne amplitude suggèrent qu'il s'agit là d'un

stock de sédiments fins (sable-vase ?) reposant sur le substratum grossier non remanié décrit au chapitre III. Ces principales caractéristiques (épaisseur, nature, géométrie interne), son origine, son âge devront être précisés à l'aide de données supplémentaires.

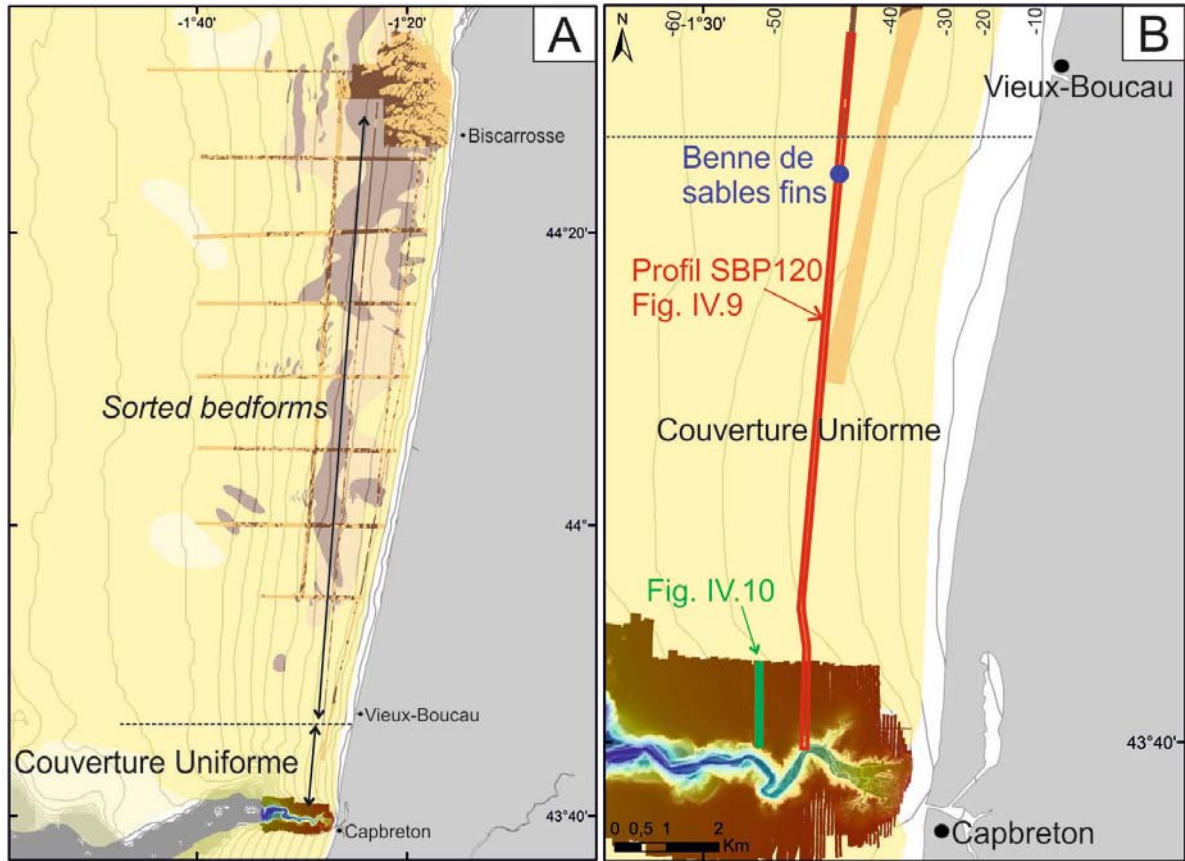


Figure IV.8 : (A) Nature des sédiments sur le plateau sud-aquain (B) Localisation du profil SBP120 présenté à la Figure IV.9 issu de la mission PROTEVS DUNE (2013) entre Vieux-Boucau et le Canyon de Capbreton.

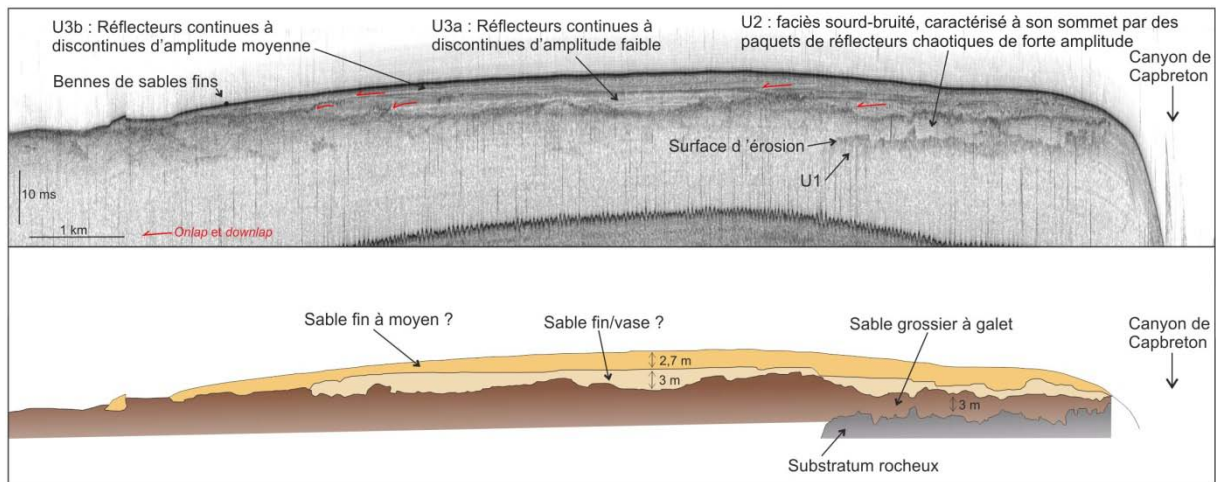


Figure IV.9 : Profil de sondeur de sédiments (SBP120) et son interprétation.

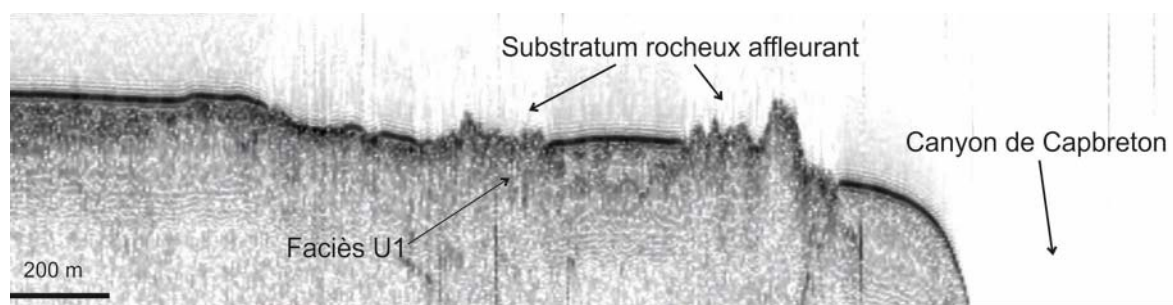


Figure IV.10 : Profil SPB120 au nord du Canyon de Capbreton. La localisation du profil est visible sur la Figure IV.8.

IV. Synthèse pour la zone de la tête du canyon de Capbreton

Analyses morphologique et sédimentologique :

- (1) Les données bathymétriques ont révélé une connexion morphologique directe entre les conduits littoraux (*longshore trough*) et la tête du canyon.
- (2) La morphologie du fond du canyon montre des *bedforms* transversaux ou en croissants interprétés comme des *cyclic steps* (associé à des *breachings*) ou des cicatrices de glissements (*slump scars*), ainsi que la présence de conduits érosifs (*longitudinal channels*) qui se rejoignent au niveau du goulet (partie terminale de la tête) et qui suggèrent un transfert du sédiment vers l'aval.
- (3) L'analyse des sédiments prélevés a permis de révéler une forte corrélation entre les sédiments transportés par la dérive littorale (sables fins à moyens) et ceux présents au sein de la tête du canyon. La présence de vase dans la tête semble être liée aux plumes de l'Adour.

Analyse sismique :

- (4) Les données du sondeur de sédiments (SBP120) acquises en septembre 2013 ont permis de préciser la morphologie présente aux abords (nord) du canyon de Capbreton et pour la première fois on observe une quantité importante de sédiment, du flanc nord du canyon jusqu'à 10 km au nord du canyon (au large de Vieux-Boucau).

Analyse numérique :

- (5) La modélisation numérique a révélé qu'épisodiquement (6% de l'année), pour des vagues de forte énergie ($H_s = 2.51$ m, $T_p = 7.7$ s et $\theta = 23.05^\circ$), les courants longitudinaux créés par les vagues ont le potentiel de transporter un large volume de sédiments érodés de la plage vers la tête du canyon. Cela suggère que la tête du canyon agit comme un puits sédimentaire et particulièrement pendant les périodes de forte érosion côtière telles que les tempêtes.

Analyse temporelle :

- (6) La comparaison des différentes bathymétries réalisées au cours des 15 dernières années montre que la forme générale et la position de la tête du canyon sont stables. Le fond de la tête du canyon montre des mouvements morphologiques importants mais oscille néanmoins autour d'un profil d'équilibre. Le flanc sud de la tête a été affecté par une érosion significative entre 2001 et 2010 et a permis le développement d'un réseau de ravines. Compte tenu de son ampleur (2,4 million de m³) et de son activité irrégulière dans le temps, cette érosion sur le

flanc sud se distingue de la tendance générale de l'évolution observée ailleurs dans la tête du canyon.

(7) En termes de risque côtier, la tête du canyon est stable depuis 15 ans, sans aucune migration latérale ou perpendiculaire à la côte. Cependant, l'activité érosive qui s'est déroulée entre 2001 et 2010 au niveau du flanc sud nécessite d'être surveillée.

Tout ceci, étaye l'hypothèse que la dérive littorale agissant le long de la côte aquitaine contribue en partie, en condition de vagues de forte énergie, à l'alimentation en sédiments de la tête du canyon de Capbreton. Nous suggérons que la tête de canyon agit comme une zone tampon (*sediment buffer*), stockant temporairement les sédiments sableux (et vaseux) avant qu'ils soient injectés (par un ou un ensemble de processus qui restent à préciser : initiation de courants gravitaires dès la partie haute de la tête et/ou transfert lent de sédiments du haut vers le bas de la tête) dans le corps du canyon.

CHAPITRE V :

Mobilité potentielle du sédiment sur le plateau continental aquitain (modélisation numérique)

I. Introduction

Ce chapitre présente une méthode de modélisation concernant l'influence relative de la houle et des courants (induits par le vent, les variations de pression atmosphérique et la marée) sur la mobilité potentielle des sédiments. Basé sur l'approche de Idier *et al.* (2006, 2010), notre travail est appliqué aux sédiments du plateau continental aquitain sur une période de 1 an (entre mars 2012 et février 2013).

L'étude est réalisée à grande échelle sur une partie du plateau continental aquitain (Figure V.1-A) et à plus petite échelle, avec un zoom sur la zone de « La Salie-Biscarrosse » (Figure V.1-B) et un autre aux abords de la tête du Canyon de Capbreton (Figure V.1-C).

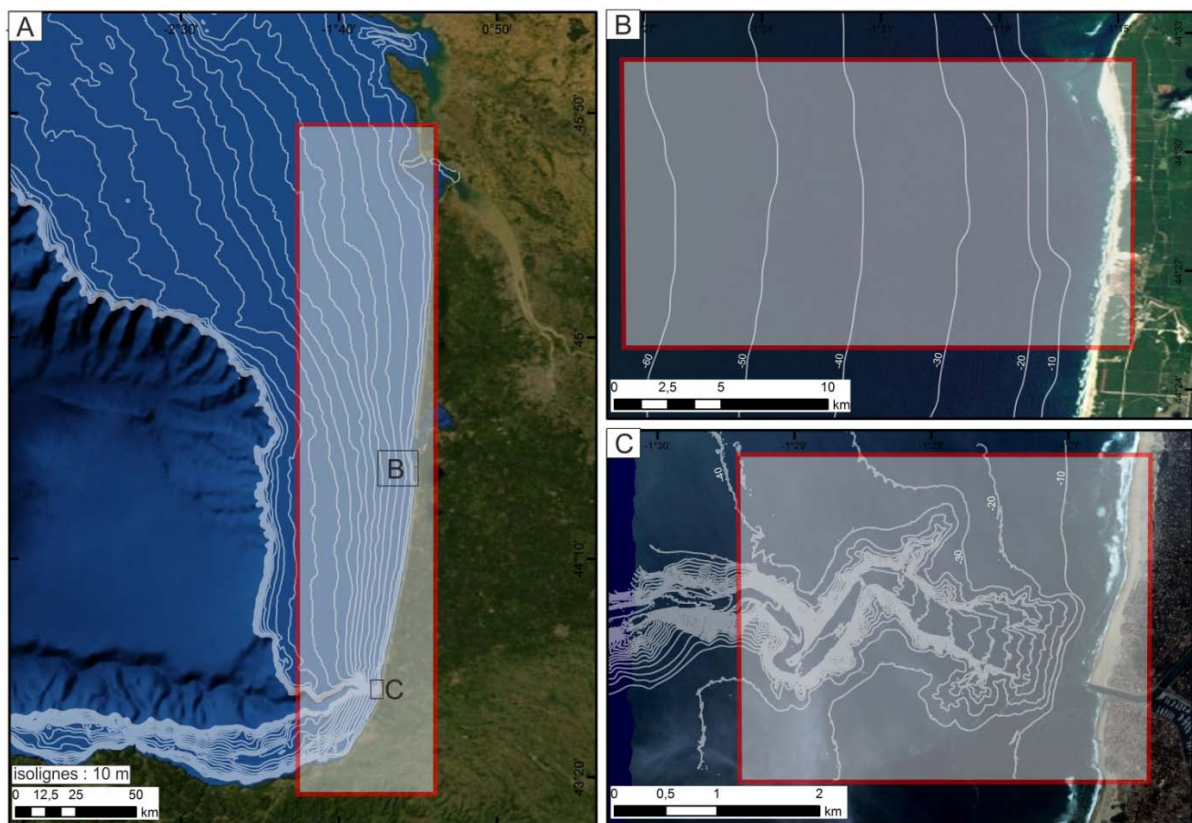


Figure V.1 : Localisation des trois zones d'études pour les travaux de modélisation : (A) A grande échelle sur le plateau continental aquitain, (B) avec un zoom sur la zone de « La Salie-Biscarrosse » et (C) et un zoom sur les abords de la tête du Canyon de Capbreton.

II. Méthodologie et données

La modélisation mise en œuvre, décrite dans Idier *et al.* (2006, 2010), propose un outil simple d'estimation spatiale et temporelle de la mobilité potentielle des sédiments sous l'action conjointe des vagues et des courants, tout en limitant les sources d'erreurs et les incertitudes.

Contrairement au modèle utilisé dans le chapitre IV (Castelle et Ruessink, 2011), les phénomènes tels que les courants induits par les vagues, les courants de retour et la dérive littorale ne sont pas ici pris en compte. Le modèle présenté et mis en œuvre dans ce cas ne s'applique qu'au plateau continental en excluant ce qui se passe au niveau de la zone de *surf* (*i.e.*, entre 0 et 5 m de profondeur).

II.1. Mobilité potentielle des sédiments

La méthode s'appuie sur la comparaison des contraintes hydrodynamiques exercées et des contraintes critiques de mises en mouvement (*i.e.* mobilité). Ces modélisations donneront différents types d'indicateurs, dont : la taille de grain maximale potentiellement mise en mouvement et le temps de mise en mouvement pour une taille de grain donnée.

Les paramètres de mobilité sont calculés suivant les formules de van Rijn (1993), le fond étant considéré mobile pour un diamètre de grain d si :

$$\theta^d > \theta_c^d \quad (1)$$

où θ^d et θ_c^d sont respectivement les nombres de Shields et nombres de Shields critiques associés au diamètre de grain, d . Le diamètre de grain limite pour lequel la condition de mobilité (1) est atteinte est trouvé par dichotomie, les bornes de la dichotomie étant 0,063 mm et 10 mm, c'est à dire la limite pour le sédiment fin (cohésif) et pour le gravier.

II.1.1. Calcul du nombre de Shields

Le nombre de Shields est calculé selon les formules de van Rijn (1993), à partir des tensions de cisaillement dues aux vagues et au courant, en négligeant l'angle entre les vagues et le courant (van Rijn, 1993),

$$\theta = \frac{\tau_{b_w} + \tau_{b_c}}{(\rho_s - \rho) g d}, \quad (2)$$

où τ_{b_w} et τ_{b_c} sont les tensions de cisaillement dues respectivement aux vagues et au courant moyen, ρ la densité de l'eau, ρ_s celle du sédiment, g est la gravité, et d le diamètre du sédiment.

La contribution du courant, τ_{b_c} , est calculée à partir du coefficient de Chézy, C , et du courant moyen,

$$\tau_{b_c} = \rho g \frac{U_c^2}{C^2}, \quad (3)$$

le coefficient de Chézy étant calculé en fonction de la profondeur, h et de la rugosité du fond $k_s = 3d_{50}$:

$$C = 18 \log_{10} \left(\frac{12h}{k_s} \right) \quad (4)$$

La contribution des vagues, τ_{b_w} , est calculée à partir de la vitesse maximale au sommet de la couche limite, U_w , et la friction au fond due aux vagues, f_w :

$$\tau_{b_w} = 0.25 \rho f_w U_w^2 \quad (5)$$

La vitesse au sommet de la couche limite est obtenue par la théorie linéaire :

$$U_w = \frac{\pi H_s}{T_p \sinh(kh)}, \quad (6)$$

où $k=2\pi/\lambda$ est le nombre d'onde des vagues, et la friction a été calculée par la formule de Swart (Nielsen, 1992) :

$$f_w = 0,3 \text{ si } A_w/k_s \leq 1,57 \quad (7)$$

$$f_w = \exp(-6+5,2(A_w/k_s)^{-0,19}) \text{ sinon,} \quad (8)$$

où $A_w = T_p U_w / (2\pi)$, est l'excursion orbitale au sommet de la couche limite.

II.1.2. Calcul du Shields critique

Le calcul du nombre de Shields critique est effectué selon van Rijn (1993), p. 4.4, en fonction de seuils sur le diamètre de grain adimensionné, $d_* = d((s-1)g/v^2)^{1/3}$:

$$\theta_c = 0,055 \text{ si } d_* \geq 150, \quad (9)$$

$$\theta_c = 0,013 d_*^{0,29} \text{ si } 20 \leq d_* < 150, \quad (10)$$

$$\theta_c = 0,04 d_*^{-0,1} \text{ si } 10 \leq d_* < 20, \quad (11)$$

$$\theta_c = 0,14 d_*^{-0,64} \text{ si } 4 \leq d_* < 10, \quad (12)$$

$$\theta_c = 0,24 d_*^{-1} \text{ si } d_* < 4, \quad (13)$$

II.2. Données de vagues et courants

Les données utilisées proviennent de PREVIMER. Les données de vagues sont issues du modèle WaveWatch III. Les sorties utilisées sont la hauteur significative des vagues, H_s , et la période « pic » des vagues, T_p . La bathymétrie, Z_f , les vecteurs courants moyennés sur la verticale, et la hauteur d'eau, h , sont issus du modèle MARS2D. La grille utilisée pour le calcul des caractéristiques de la mobilité au fond est la grille de WaveWatch III (résolution de 250 mètres) sur laquelle les données issues de MARS2D (résolution de 200 m) sont interpolées. La lecture des fichiers NetCDF contenant les données est effectuée en Matlab et l'appel au calcul des caractéristiques de la mobilité au fond est effectuée en FORTRAN directement pour chaque fichier issu de WaveWatch III.

Le recoupement de l'ensemble des données (vagues et courant) n'a été que de mars 2012 à février 2013. C'est la période retenue pour la présente étude. Elle a l'avantage de couvrir une année complète (toutes les saisons) et de s'intégrer dans l'intervalle de temps couvert par les études comparatives (bathymétrie et/ou imagerie) présentées aux chapitres III et IV de ce travail.

II.3. Indicateur de mobilité potentielle des sédiments

Dans le but de traduire la contrainte de cisaillement sur le fond en mobilité potentielle des sédiments (sans oublier l'incertitude) nous proposons deux indicateurs :

- (1) la taille de grains maximale qui peut être mobile à un moment donné et
- (2) la durée (en pourcentage de la période simulée) au cours de laquelle la contrainte de cisaillement au fond dépasse la contrainte critique de mise en mouvement.

En plus de ces deux indicateurs, nous étudierons :

- (3) la direction du courant pendant que la mobilisation est possible pour une taille de grain donnée.

III. Résultats et discussion

III.1. Taille de grain maximale mise en mouvement

Pour avoir une idée des « limites » (min, max) de mobilité potentielle des sédiments, nous avons observé la taille maximale de grains potentiellement mobiles à deux instants aux conditions hydrodynamiques opposées correspondant aux dates avec la plus faible et la plus

forte mobilité potentielle entre le 1^{er} mars 2012 et le 28 février 2013 (en terme de profondeur atteinte) :

- par temps calme, *i.e.* le 22 septembre 2012 à 23 h (Figure V.3).

- par temps agité, *i.e.* le 24 avril 2012 à 0 h (Figure V.4).

Chaque figure montre la taille maximale des grains potentiellement mobiles pour chaque nœud de calcul du modèle, indépendamment du faciès sédimentaire présent.

III.1.1. Temps calme

Le 22 septembre 2012 à 23 h, les mesures au niveau de la bouée « Cap-Ferret » (en surface par 54 m de profondeur), indiquent une houle avec une hauteur d'environ 1 m et une période d'environ 8 s pour un coefficient de marée de 58. Les cartes PREVIMER de la Figure V.5 permettent de visualiser l'état de la mer avec la vitesse et la direction (A) des courants et la hauteur (B) et la période (C) des vagues à ce moment-là.

Par temps calme (Figure V.3), le modèle montre qu'il n'y aurait pas de mise en mouvement en dessous de 10 m de profondeur sur le plateau continental.

III.1.2. Temps très agité

Le 24 avril 2012 à minuit, les mesures au niveau de la bouée « Cap-Ferret » indiquent une houle avec une hauteur d'environ 7 m et une période d'environ 12 s pour un coefficient de marée de 75 et une surcote de 0,1 à 0,2 m (Figure V.5). Les cartes PREVIMER de la Figure V.5 permettent de visualiser l'état de la mer avec la vitesse et la direction (A') des courants et la hauteur (B') et la période (C') des vagues à ce moment-là.

Par temps agité (Figure V.4), les résultats montrent que sur le plateau continental aquitain, les profondeurs de mise en mouvement sont plus importantes (Figure V.2) sur le plateau septentrional (nord) que sur le plateau méridional (sud). Concernant les profondeurs maximum de mise en mouvement en fonction de la taille des grains (type de sédiment), l'histogramme ci-dessous (Figure V.2) répertorie les résultats obtenus.

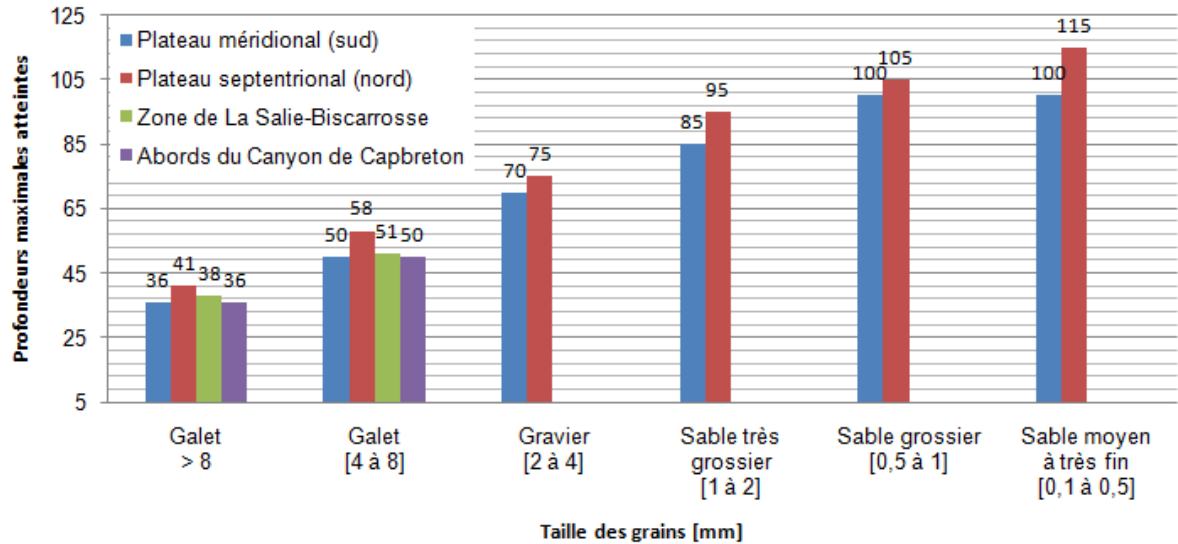


Figure V.2 : Profondeurs maximales de mobilité potentielle en fonction de la taille des grains.

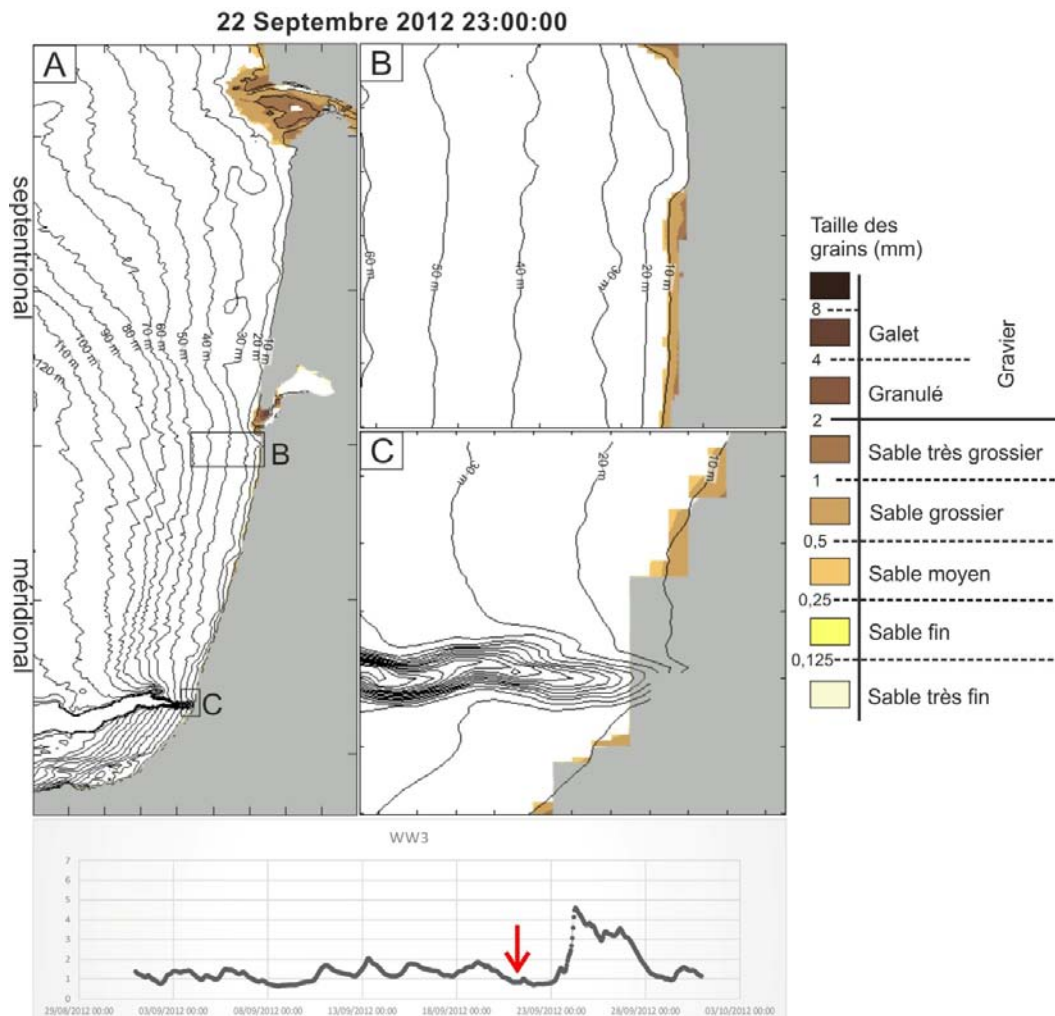


Figure V.3 : Taille maximum des grains potentiellement mis en mouvement pour chaque nœud du modèle par temps calme le 22 septembre 2012 à 23 h, indépendamment du faciès sédimentaire présent. Les résultats portent sur (A) le plateau continental aquitain, (B) la zone de La Salie-Biscarrosse et (C) les abords du Canyon de Capbreton. Les localisations sont visibles sur la Figure V.1.

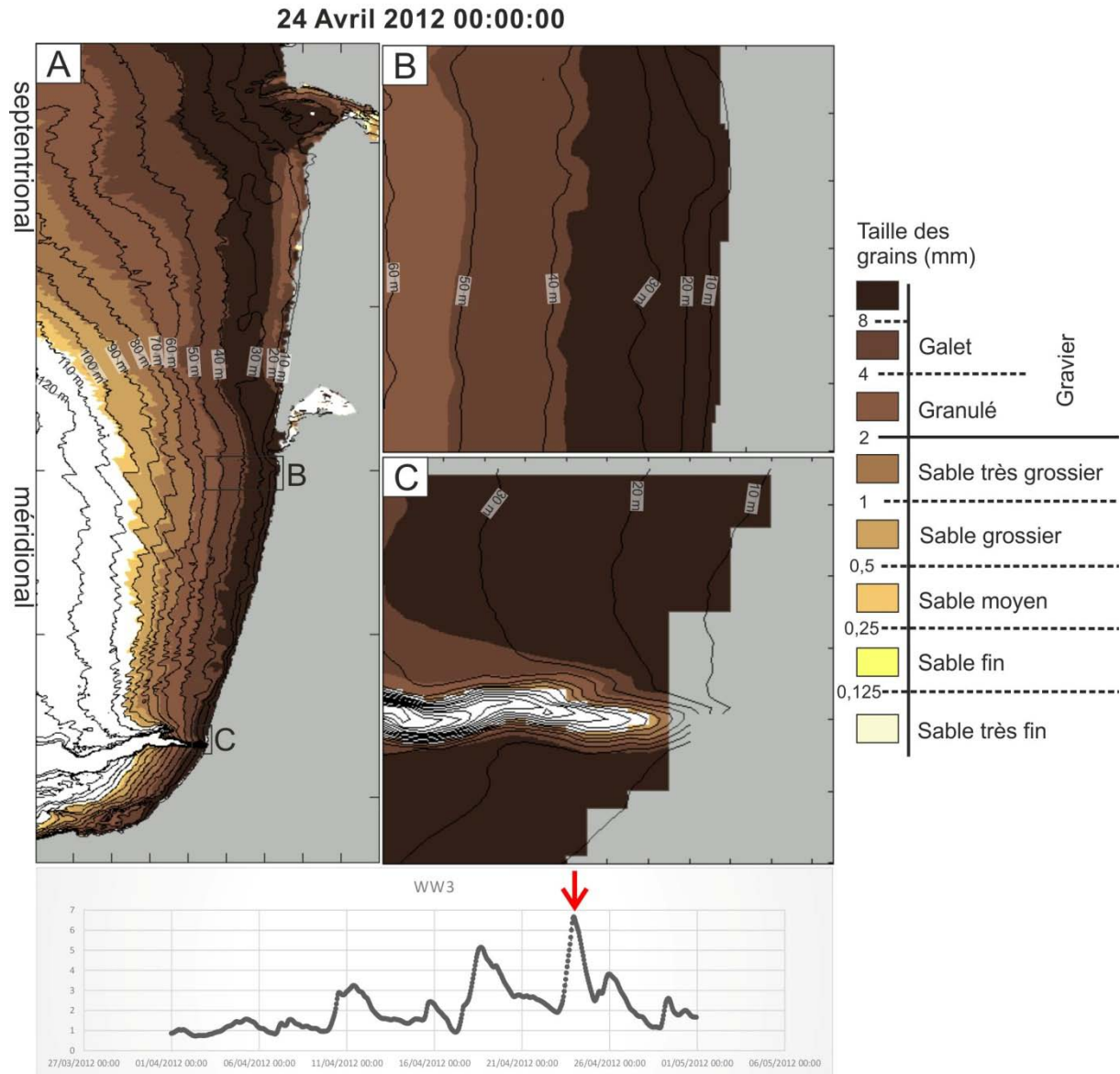


Figure V.4 : Taille maximum des grains potentiellement mis en mouvement pour chaque nœud du modèle par temps agité le 24 avril 2012 à 0 h, indépendamment du faciès sédimentaire présent. Les résultats portent sur (A) le plateau continental aquitain, (B) la zone de La Salie-Biscarrosse et (C) les abords du Canyon de Capbreton. Les localisations sont visibles sur la Figure V.1.

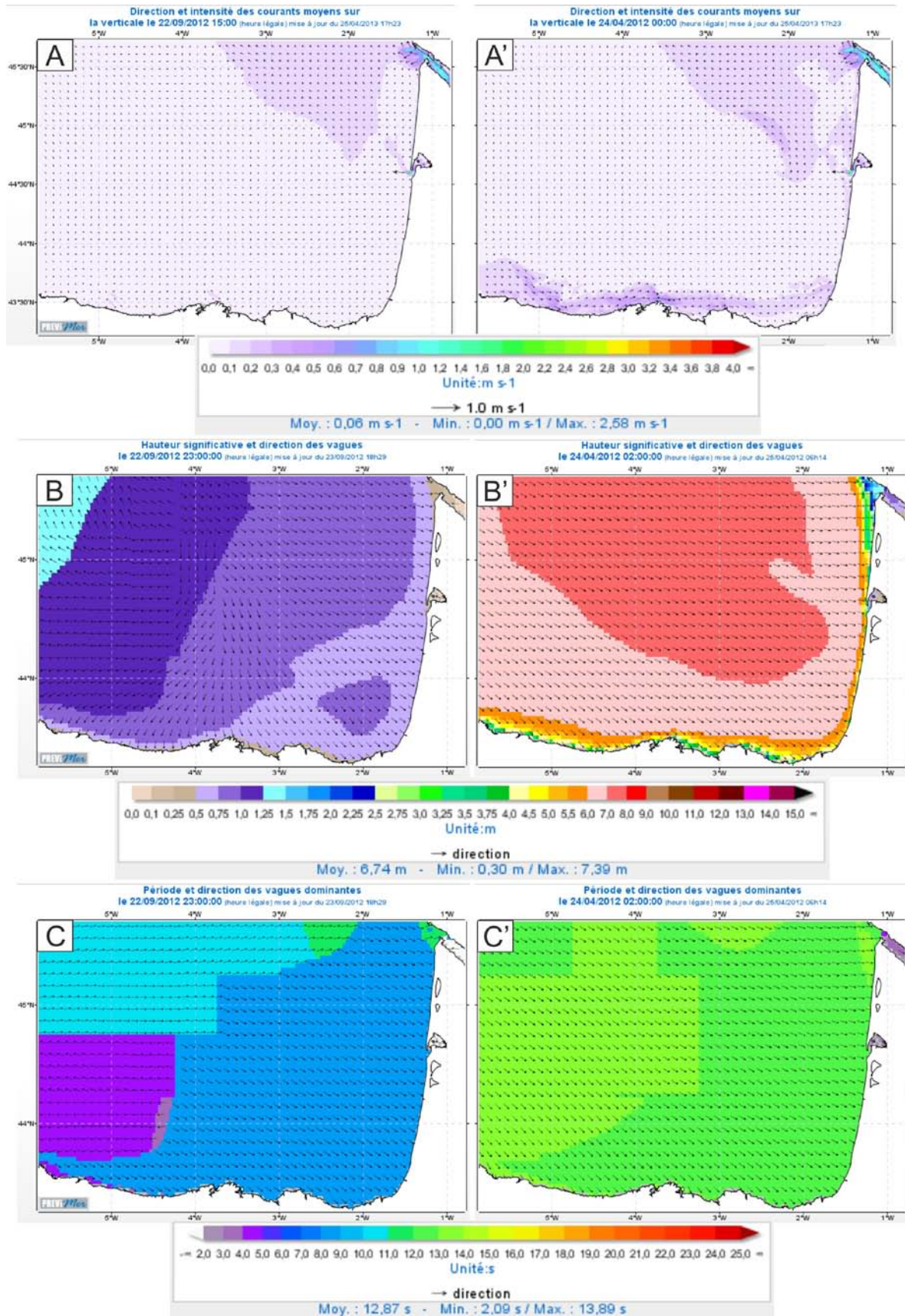


Figure V.5 : (A et A') Carte de direction et d'intensité des courants moyens sur la verticale le 22/09/2012 et le 24/04/2012 (PREVIMER L1 MANGA700 forecast, 2013), (B et B') hauteur significative et direction des vagues le 22/09/2012 et le 24/04/2012 (modèle WaveWatch3 NORGAS 2, 2011) et (C et C') période et direction des vagues dominantes le 22/09/2012 et le 24/04/2012 (modèle WaveWatch3 NORGAS 2, 2011).

III.2. Durée de mobilité

La durée de mobilité correspond à la période au cours de laquelle la contrainte de cisaillement au fond dépasse la contrainte critique de mise en mouvement. Cette durée, en pourcentage, est simulée entre le 1^{er} mars 2012 et le 28 février 2013 (soit pendant 1 an).

Dans un premier temps nous avons appliqué cette méthode aux 6 tailles de grains que l'on retrouve le plus sur le plateau continental, puis dans un deuxième temps nous l'avons appliquée en fonction des cartes sédimentaires existantes sur le plateau et sur la zone de La Salie-Biscarrosse.

III.2.1. En fonction de la taille des grains (Figures en annexe II)

Les tailles de grains étudiées (présentes sur le plateau aquitain) sont : les sables très fins ($< 0,1$ mm), les sables fins ($0,1 \text{ mm} < \phi \leq 0,125$ mm), les sables moyens ($0,125 \text{ mm} < \phi \leq 0,25$ mm), les sables grossiers ($0,25 \text{ mm} < \phi \leq 0,5$ mm), les sables très grossiers ($0,5 \text{ mm} < \phi \leq 1$ mm) et les graviers ($1 \text{ mm} < \phi \leq 2$ mm).

L'histogramme ci-dessous (Figure V.6) illustre les résultats obtenus.

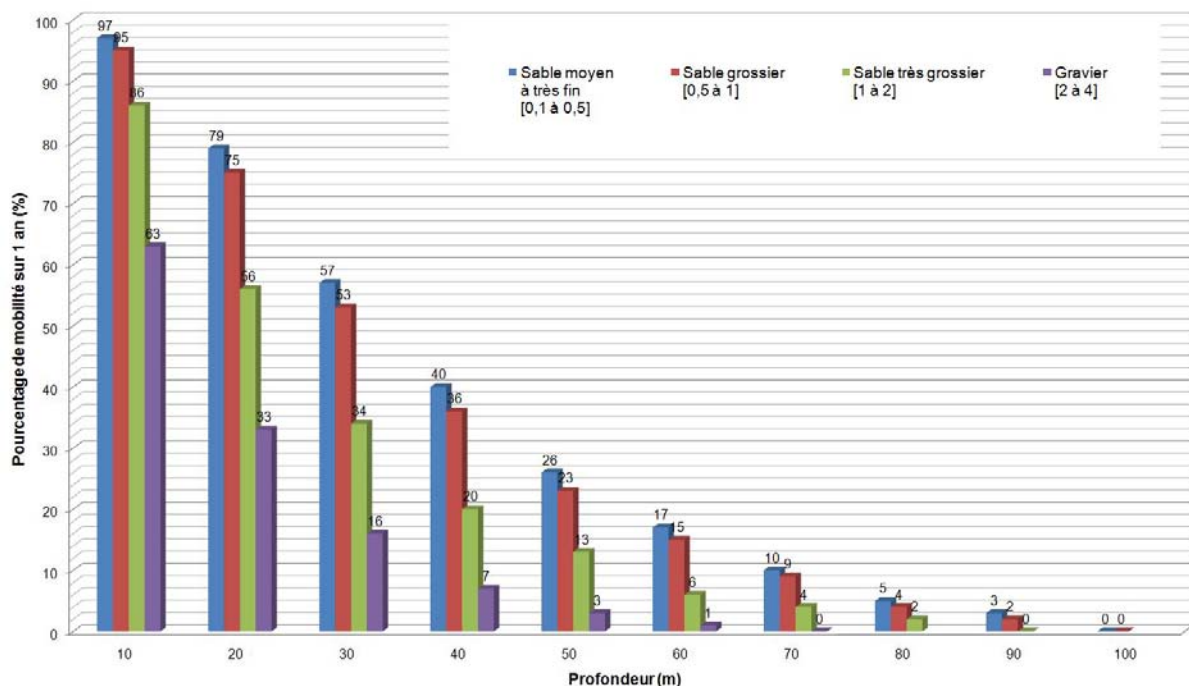


Figure V.6 : Profondeurs maximales de mobilité potentielle en fonction de la profondeur pour les tailles des grains étudiées (du sable très fin (0,1mm) au gravier (2mm)).

Quelle que soit la partie du plateau aquitain, les pourcentages de mobilité potentielle des sables très fins, fins et moyens sont très similaires. Ils sont également très proches des

pourcentages des sables grossiers, cependant la diminution de la mobilité potentielle s'accroît pour les sables très grossiers et les graviers.

Sur le plateau, à 25 m de profondeur, les sables très fins/fins/moyens sont mis en mouvement 70 % du temps. À 30 m, ils le sont 57 % du temps et à 40 m seulement 40 % du temps. Les graviers, à 25 m de profondeur, sont eux mis en mouvement seulement 27 % du temps. À 30 m, ils le sont 16 % du temps et à 40 m seulement 7 % du temps.

III.2.2. Suivant les cartes sédimentaires existantes

(a) Sur le plateau continental aquitain (Figure V.7).

Cette méthode permet de préciser les résultats précédents en intégrant les connaissances sédimentaires actuelles du plateau aquitain (Figure I.8). Pour cette modélisation, nous avons seulement pris en compte les zones à sédiments non-cohésifs (sable très fin, sable fin, sable moyen, sable grossier, granule et galet). Les zones rocheuses et vaseuses, très minoritaires, ne sont pas prises en compte ici.

Tout comme précédemment, les pourcentages de mobilité potentielle obtenus sont similaires pour les zones à sédiments très fins, fins et moyens. Les grandes différences apparaissent entre ces zones et les zones à sédiments plus grossiers (sable très grossier).

En 1989, une étude (Barthe et Castaing, 1989) des conditions hydrodynamiques (houles et courants) dans le golfe de Gascogne avait permis d'apporter des précisions quant aux processus et à la durée de la mise en mouvement des sédiments déposés sur le plateau continental. Ces données théoriques avaient été obtenues en utilisant des mesures *in-situ* (courant : de mars à juin 1981 ; houle : houlographe de Biscarrosse) et des abaques de début et de durée d'entraînement des particules (formule de Lamb, 1945).

Les valeurs de mobilité potentielle que nous avons obtenues sont plus importantes que celles publiées dans cette étude. Dans l'étude de Barthe et Castaing (1989), les données *in-situ* intégrées en entrée datent principalement du printemps. et les formules de mobilité sont différentes des nôtres, ce qui joue probablement un rôle dans cette différence de résultats. Par exemple à 40 m de profondeur, pour du sable moyen/fin, notre mobilité est d'environ 40 %, tandis que pour Barthe et Castaing (1989) elle est d'environ 12 %.

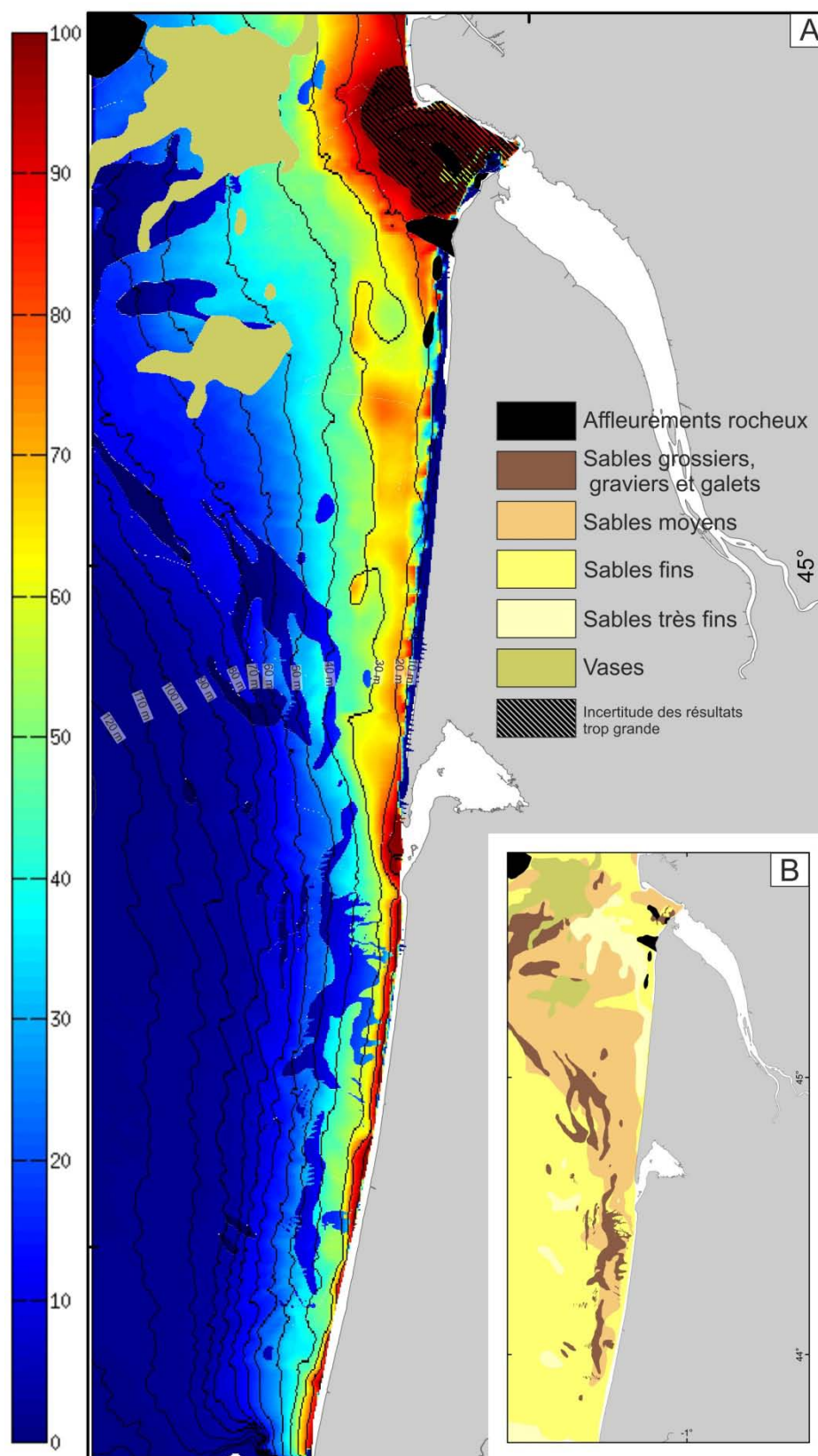


Figure V.7 : (A) Durée de mobilité des sédiments non-cohésifs (en pourcentage) sur le plateau continental aquitain entre mars 2012 et février 2013 (1 an). Le calcul de mobilité est effectué pour chaque taille de grain suivant la carte sédimentaire de Cirac *et al.*, (2009) (B).

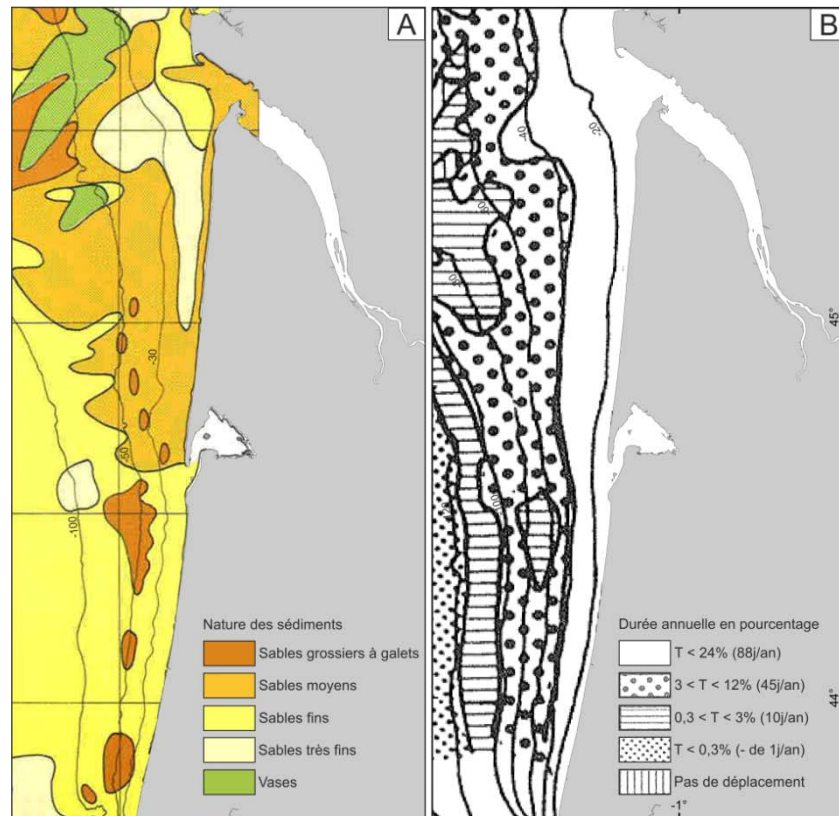


Figure V.8 : (A) Sédiments superficiels du plateau aquitain (Castaing, 1981) ; (B) Durée théorique effective de transport des sédiments sous l'action conjuguée de la houle et des courants de marée, (pour cette étude la couverture sédimentaire est basé sur la carte (A) ; (Barthe et Castaing, 1989).

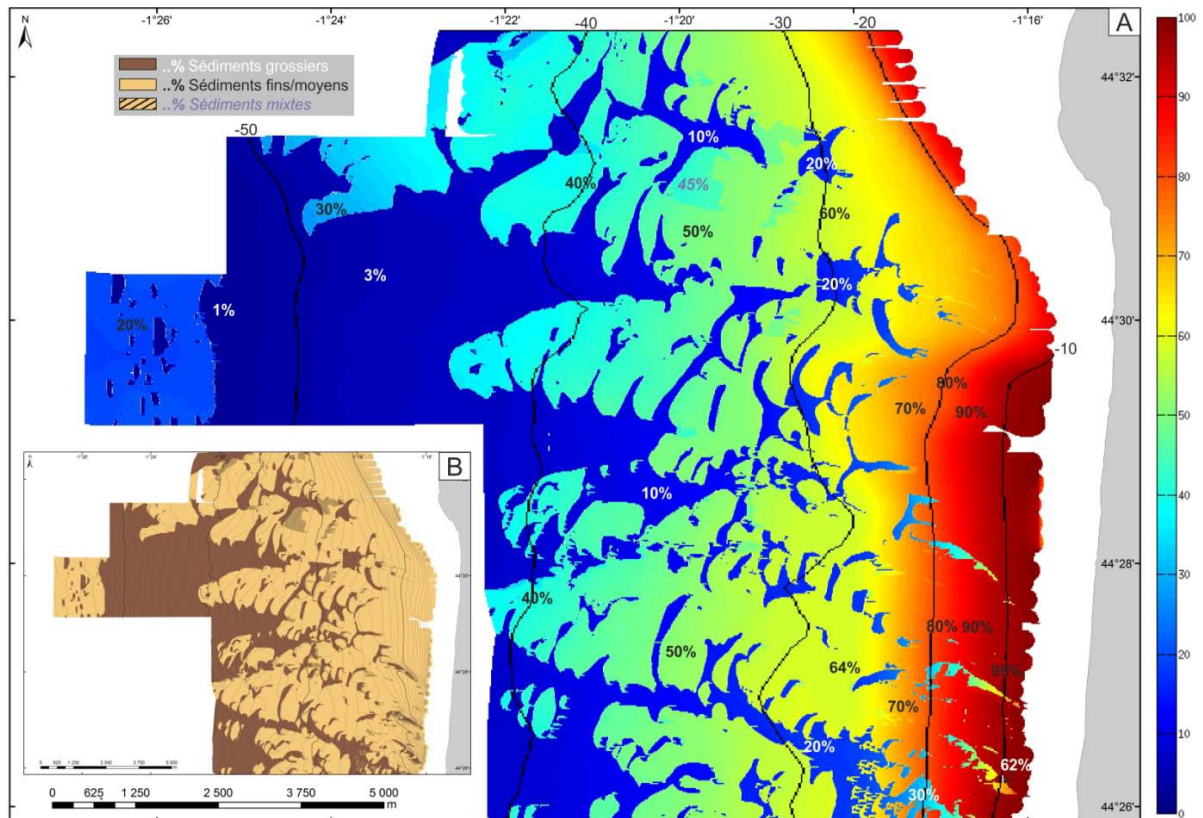


Figure V.9 : (A) Durée de mobilité des sédiments non-cohésifs (en pourcentage) sur la zone de La Salie-Biscarrosse entre mars 2012 et février 2013 (1 an). Le calcul de mobilité est effectué pour chaque taille de grain suivant la carte sédimentaire présentée au chapitre III (B).

(b) Sur la zone de La Salie-Biscarrosse (Figure V.9)

Pour cette zone, les calculs sont exécutés d'après la classification des sédiments mis en place dans du chapitre III, avec les sédiments grossiers ($D_{50} = 2,36$ mm), les sédiments fins ($D_{50} = 0,24$ mm) et les sédiments mixtes ($D_{50} = 0,5$ mm). L'histogramme ci-dessous (Figure V.10) répertorie les résultats obtenus.

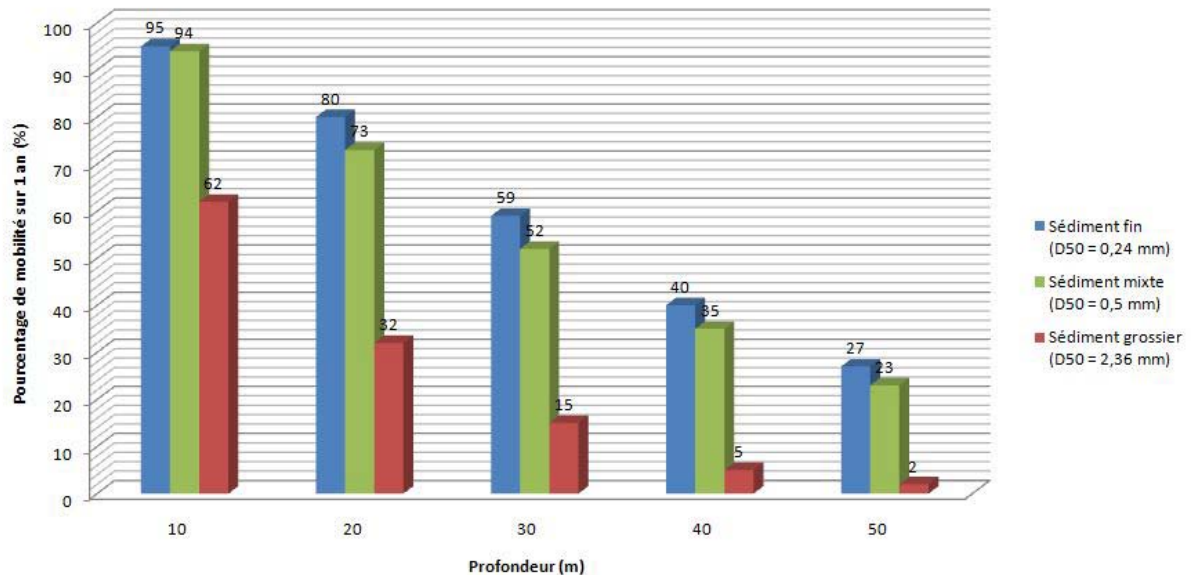


Figure V.10 : Profondeurs maximales de mobilité potentielle en fonction de la profondeur pour les tailles des grains étudié (sédiment fin ($D_{50} = 0,24$ mm) sédiment mixte ($D_{50} = 0,5$ mm) et sédiment grossier ($D_{50} = 2,36$ mm)).

Les résultats de cette modélisation montrent que la plage sous-marine et le plateau interne aquitain entre 10 et 50 m de profondeur, sont soumis à une forte mobilité sédimentaire potentielle (1 à 62% du temps pour les sables grossiers et 27 à 95% du temps pour les sables fins à moyens). Cela peut paraître en contradiction avec les résultats présentés dans le chapitre III, où il est démontré que les *sorted bedforms* présents sur cette zone ne subissent à l'échelle décennale qu'une lente migration. Rappelons cependant, que nous modélisons ici la mobilité du sédiment (sa mise en mouvement) et non son transport. Une forte mobilité sédimentaire est en revanche nécessaire à la formation et à l'entretien de *sorted bedforms* (Green *et al.*, 2004). La forte mobilité sédimentaire potentielle modélisée ici s'accorde donc bien avec nos observations qui montrent des *sorted bedforms* bien entretenus avec des limites nettes et une persistance à l'échelle décennale au niveau de la zone de La Salie-Biscarrosse.

III.3. Directions du courant

Le courant issu de MARS2D prend en compte les forçages dus à la marée, au vent et à la pression. Sur la zone de « La Salie-Biscarrosse » et aux abords du canyon de Capbreton, les directions et les vitesses des courants ont été extraites toutes les heures pendant 1 an (de mars 2012 à février 2013).

Suivant le contexte actuel nous considérons que les vagues dominent le plus souvent la mise en mouvement du sédiment et que le courant le transporte. Pour notre étude, l'intérêt a été d'utiliser ces valeurs (directions et vitesses) entre autres dans le cas où l'action conjointe des vagues (WW3) et des courants (MARS2D) permettent de mobiliser les sables grossiers (0,5 mm) sur la zone de « La Salie-Biscarrosse » (afin de pouvoir relier ces résultats aux migrations des sables grossiers observées précédemment dans cette zone) et les sables fins/moyens (0,125 mm/ 0,250 mm) aux abords du Canyon de Capbreton (afin de proposer des pistes concernant l'alimentation du canyon par ses flancs latéraux nord et sud).

-Sur la zone de « La Salie-Biscarrosse » (Figure V.11) ; entre 25 et 50 m de profondeur environ, la direction générale des courants est vers le nord. Les vitesses moyennes (2DH) sont entre 0,0035 m/s (à 25 m de profondeur) et 0,018 m/s (à 50 m de profondeur) et les vitesses maximales sont entre 0,29 m/s (à 50 m de profondeur) et 0,38 m/s (à 25 m de profondeur). Ces directions coïncident avec l'hypothèse proposée au chapitre III concernant le rôle des courants (Batifoulier *et al.*, 2012, 2013 ; Kersalé *et al.*, 2014) dans la migration partielle des *patchy sorted bedforms* vers le nord.

-Aux abords du canyon de Capbreton (Figure V.12) ; entre 20 et 30 m de profondeur environ), ces courants sont orientés vers le nord au sud du canyon puis s'orientent vers le nord-est (N40°-N45°) à l'approche du canyon. Au nord du canyon, la direction de ces courants passe au nord-ouest (N345°-N350°). Les vitesses moyennes oscillent entre 0,002 et 0,1 m/s et les vitesses maximales entre 0,34 et 0,45 m/s).

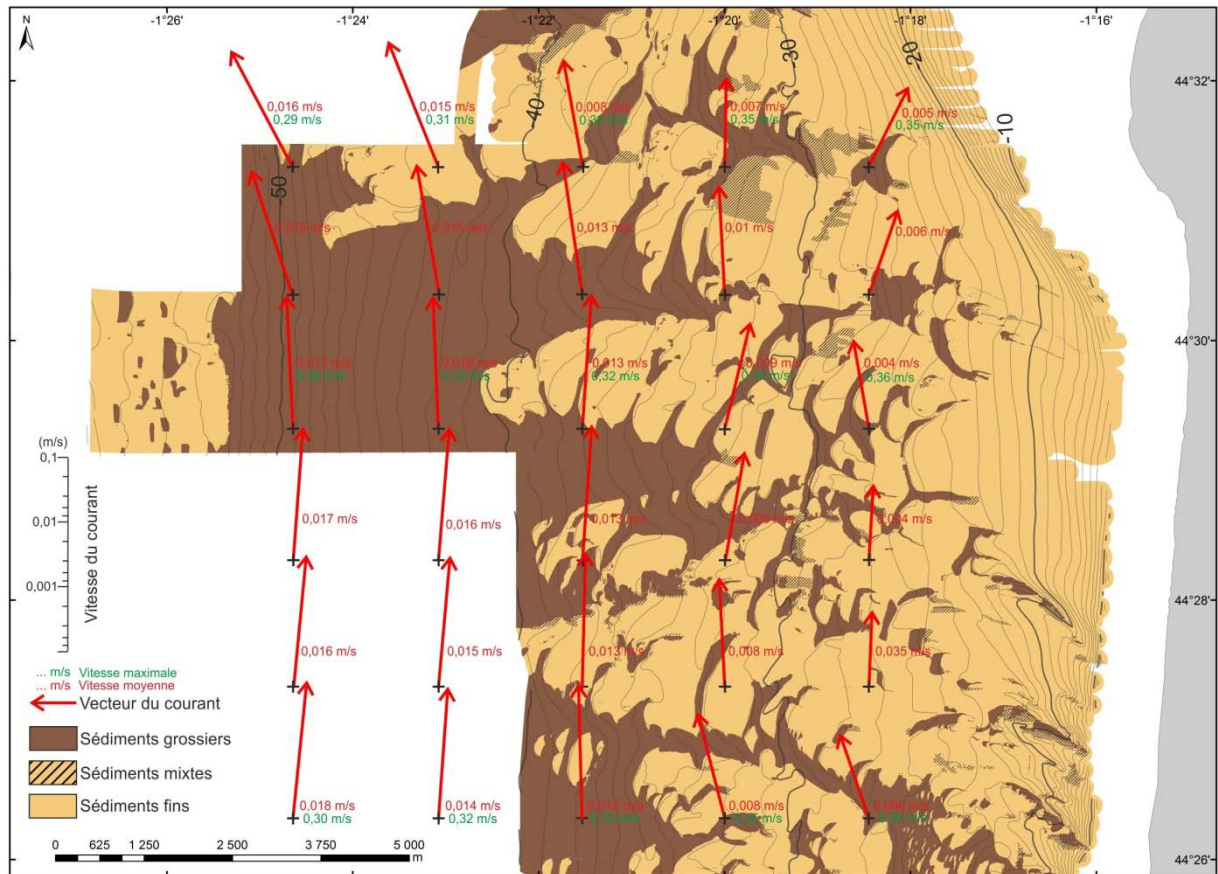


Figure V.11 : Etude des courants sur la zone de « La Salie-Biscarrosse » entre mars 2012 et février 2013. Les directions et les vitesses des courants (MARS2D) sont seulement représentatives des cas où l'action conjointe des vagues (WW3) et des courants (MARS2D) a permis de mobiliser les sables grossiers (0,5 mm).

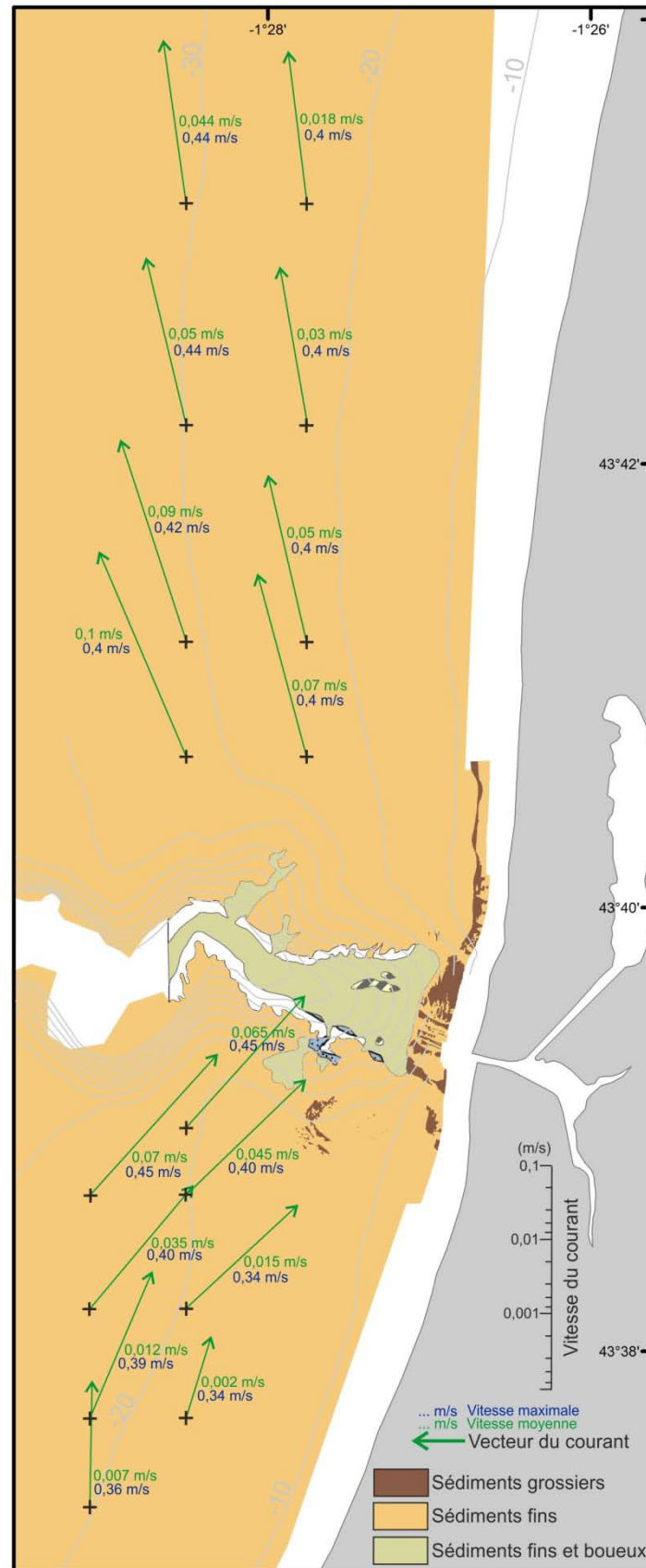


Figure V.12 : Etude des courants aux abords du Canyon de Capbreton entre mars 2012 et février 2013. Les directions et les vitesses des courants (MARS2D) sont seulement représentatives des cas où l'action conjointe des vagues (WW3) et des courants (MARS2D) a permis de mobiliser les sables fins à moyens (0,125 mm à 0,250 mm).

IV. Conclusion

Cette modélisation numérique de l'influence relative des houles et des courants (marée, vent, pression) sur la mobilité sédimentaire a permis d'obtenir les résultats suivants :

(1) taille de grain mis en mouvement à un moment donné :

- par temps calme ($H_s = 1$ m, $T_p = 8$ s), i.e. le 22 septembre 2012 à 23 h :

pas de mise en mouvement en dessous de 10 m de profondeur.

- par temps agité ($H_s = 7$ m, $T_p = 12$ s), i.e. le 24 avril 2012 à 0 h :

mise en mouvement jusqu'à environ 110 m sur le plateau continental aquitain.

La mobilité s'effectue pour les grains inférieurs à 2 mm sur toute la zone de « La Salie-Biscarrosse » et aux abords du canyon de Capbreton.

(2) durée de mise en mouvement sur un an (mars 2012 à février 2013) :

Les résultats issus de cette modélisation montrent une mobilité sédimentaire potentielle qui peut paraître importante (63 à 1% pour les sables grossiers et 95 à 27 % pour les sables fins à moyens entre 5 et 50 m de profondeur) comparée aux faibles mouvements observés dans les chapitres précédents. Cependant, la forte mobilité sédimentaire potentielle modélisée ici s'accorde bien avec nos observations qui montrent des *sorted bedforms* bien entretenus avec des limites nettes et une persistance à l'échelle décennale au niveau de la zone de « La Salie-Biscarrosse ».

(3) Direction du courant sur un an (mars 2012 à février 2013) :

sur la zone de « La-Salie-Biscarrosse »

Lorsque l'action conjointe des vagues (WW3) et des courants (MARS2D) permet de mobiliser les sables grossiers (0,5 mm), les courants sont majoritairement dirigés vers le nord. Ces directions coïncident avec l'hypothèse proposée au chapitre III concernant le rôle des courants (Batifoulier *et al.*, 2012, 2013 ; Kersalé *et al.*, 2014) dans la migration partielle des *patchy sorted bedforms* vers le nord.

sur les abords du Canyon de Capbreton

Lorsque l'action conjointe des vagues (WW3) et des courants (MARS2D) permet de mobiliser les sables fins et moyens (0,125 mm et 250 mm), les courants sont majoritairement dirigés vers le nord-est au sud du canyon et vers le nord-ouest au nord du canyon.

A noter que l'année étudiée ne comporte pas de grosse tempête (avec des houles supérieures à 8 m par exemple). Dans d'autres circonstances, la mobilité potentielle des sédiments peut être plus importante.

A priori on peut penser que ce sont les vagues qui dominant la mise en mouvement (Barthe et Castaing 1989 ; Idier *et al.* 2006) et l'action conjointe des vagues et des courants qui peut jouer sur la migration des structures sédimentaires : les vagues aident à mettre en mouvement, et les courants transportent. La méthode utilisée permettra, dans une phase ultérieure d'étudier la contribution respective des vagues et des courants dans la migration observée des structures sédimentaires sur plateau aquitain interne.

CHAPITRE VI : Synthèse, discussion et perspectives

I. Rappel des objectifs de cette étude

Ce travail avait pour objectif principal de documenter **l'évolution morphologique et les processus sédimentaires actuels du plateau continental interne sud-aquitain, au niveau de la zone de « La Salie-Biscarrosse » (au sud des passes d'Arcachon) et de la tête du canyon de Capbreton**, zones ateliers du laboratoire EPOC depuis plusieurs décennies.

Ce travail s'est basé sur :

- (1) des données acoustiques (sondeur multifaisceaux, sonar latéral et sondeur de sédiments) et des prélèvements réalisés dans le cadre de campagnes océanographiques récentes et complétés par l'analyse d'anciennes ;
- (2) une modélisation numérique utilisant un modèle morphodynamique non linéaire simulant la capacité des courants induits par les vagues en domaine littoral à transporter les sédiments (Castelle et Ruessink, 2011) et une modélisation numérique d'estimations spatiale et temporelle de la mobilité potentielle des sédiments sous l'action conjointe des vagues et des courants sur une grande partie du plateau continental aquitain.

Quatre objectifs majeurs avaient été définis :

- (1) améliorer la connaissance de la répartition, de la morphologie, de la sédimentologie et de la géométrie interne des corps sédimentaires présents sur le plateau interne sud-aquitain. Etudier leur évolution et le cas échéant leur migration au cours des 30 dernières années et caractériser les forçages ;
- (2) quantifier le stock de sédiments sableux (fins à moyens) du plateau interne aquitain ;
- (3) améliorer la connaissance de la morphologie et de la sédimentologie de la tête du canyon de Capbreton ;
- (4) préciser l'interaction entre le canyon de Capbreton et la dynamique littorale et, notamment, l'alimentation en sable de la tête du canyon par cette dernière ;
- (5) préciser le rôle de la tête du canyon de Capbreton dans l'alimentation en sédiments et l'origine de l'activité turbiditique récente observée dans le canyon ;
- (6) étudier l'évolution de la tête du canyon de Capbreton au cours des 20 dernières années et évaluer les risques vis-à-vis du proche littoral très anthropisé.

II. Synthèse des principaux résultats

II.1. À l'échelle de nos deux zones d'études

II.1.1. Le plateau interne sud-aquitain (zone de La Salie-Biscarrosse)

La couverture superficielle « palimpseste » du plateau continental interne sud-aquitain se présente sous la forme d'un drapage d'environ 2 m d'épaisseur constitué d'une alternance de sédiments fins (sables fins à moyens) et grossiers (sables grossiers à galets).

Jusqu'alors associée à des notions de placages sableux discontinus (sables fins à moyens) et de substrats grossiers (sables grossiers à galets), l'alternance de domaines sédimentaires fins et grossiers présents sur le plateau aquitain, sera à l'issue de cette étude, liée au concept récent de « *sorted bedforms* ».

Les données bathymétriques et sédimentaires ont permis de distinguer selon l'échelle d'observation, 5 types de formes sédimentaires (Figure VI.1) : (1) de très grands *sorted bedforms* de longueur d'onde kilométrique (entre 24 et 50 m de bathymétrie), (2) des *patchy sorted bedforms* d'extension décimétrique à kilométrique (entre 24 et 50 m de profondeur), (3) des *linear sorted bedforms* de longueur hectométrique (entre 5 et 24 m de profondeur), (4) des dunes sous-marines de taille hectométrique (entre 24 et 50 m de profondeur) et (5) des rides de houle de longueur d'onde métrique (entre 5 et 50 m de profondeur).

Les données sismiques « haute résolution » (SBP120 et sondeur 2,5 kHz) ont permis de préciser la morphologie des *patchy sorted bedforms* et des *linear sorted bedforms* présents sur notre zone (Figure VI.1). La géométrie interne de ces corps s'avère très différente : (a) les *patchy sorted bedforms* s'organisent en une succession latérale de placages sableux (hauts topographiques) recouvrant vers le nord-est des unités de couvertures superficielles grossières anisopaques (bas topographiques) elles-mêmes en appui contre (où s'imbriquant avec) le placage sableux suivant (l'hypothèse d'une origine co-génétique des dépôts grossiers et fins, interstratifiés, avait été proposée en 1992 par Aufret et al. (1992), pour des corps similaire en baie de Morlaix), tandis que (b) les *linear sorted bedforms* s'organisent de manière asymétrique au sein de sillons morphologiques (les sédiments grossiers étant limités au flanc sud-ouest des sillons, depuis l'axe jusqu'au sommet).

L'estimation du stock sableux, réalisée entre 28 et 38 m de profondeur, serait de 1 m³ de sable (fin et moyen) par m² en considérant que le stock de sable est réparti de manière uniforme sur la zone.

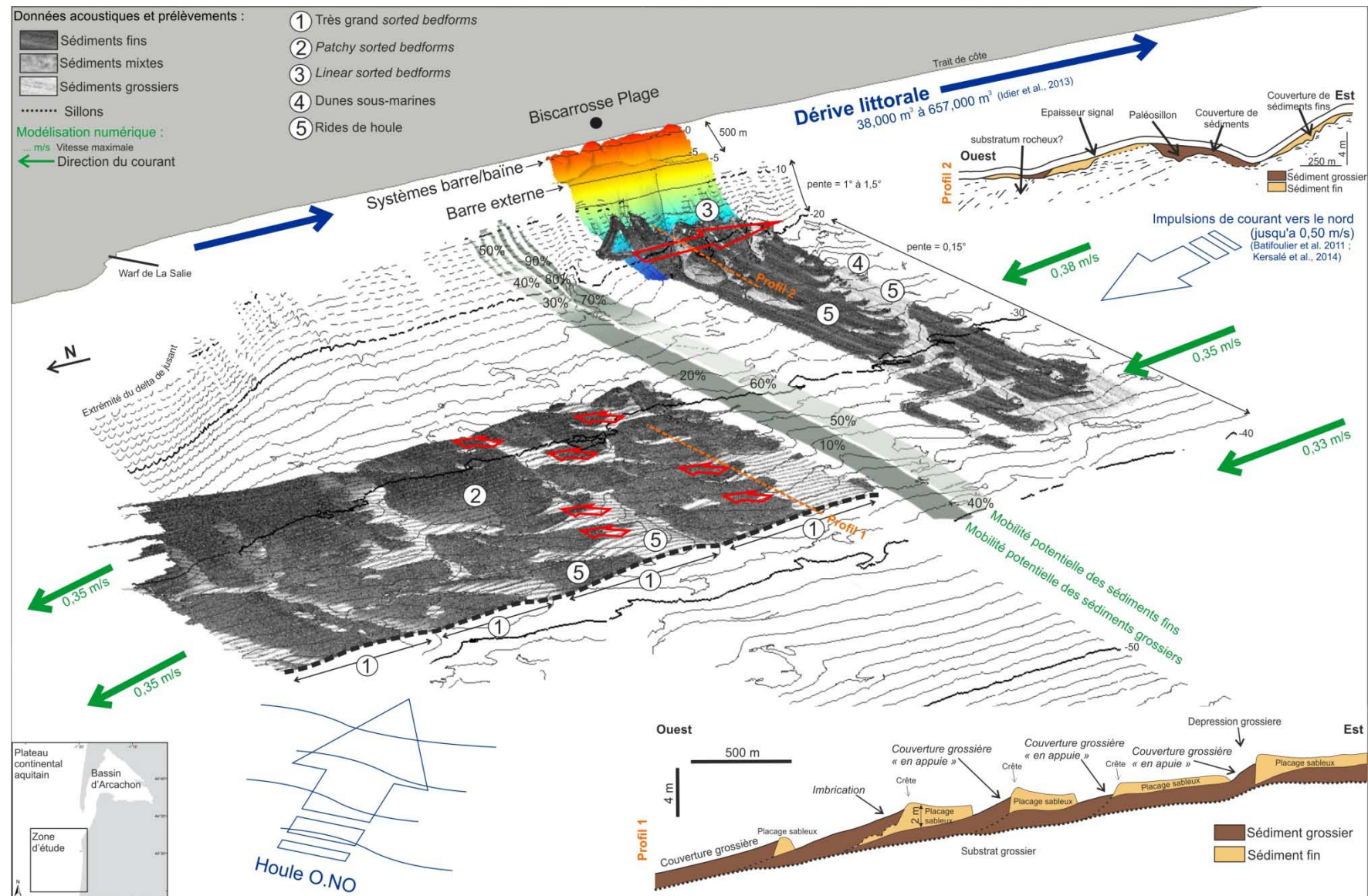


Figure VI.1 : Schéma synthétique des résultats de notre étude sur la zone de «La Salie-Biscarrosse»

La comparaison des jeux de données acoustiques révèle, à grande échelle, une relative stabilité de la position et de la forme des *patchy et linear sorted bedforms*. Cependant, à plus petite échelle, des mouvements faibles mais persistants sont observés, avec entre 24 et 50 m de profondeur, une faible migration des *patchy sorted bedforms* orientés vers le nord-est, et entre 5 et 24 m de profondeur une migration des *linear sorted bedforms* parallèles à la côte, orientés vers le sud (entre 2007 et 2012, néanmoins, un mouvement de va-et-vient semble également se produire ; Figure VI.1). Le suivi des dunes sous-marines témoigne également d'un mouvement en direction de la côte sur le plateau interne (observation entre 24 et 27 m de profondeur, entre 2010 et 2012), de même que la géométrie interne des *patchy sorted bedforms* qui semble migrer en direction du nord-est (Figure VI.1).

Dans les deux cas, on observe une persistance des *sorted bedforms* (*patchy et linear*) à l'échelle décennale sur le plateau interne aquitain, qui est un environnement dominé par les tempêtes. Ce résultat confirme certaines approches descriptives (Green *et al.*, 2004) qui montrent l'importance de l'impact récurrent des tempêtes pour le maintien des *sorted bedforms*. De plus, la modélisation numérique portant sur la mobilité potentielle des sédiments montre une forte remobilisation au cours de l'année au niveau de la plage sous-marine et sur le plateau interne (entre 5 et 50 m de bathymétrie) : 63 % à 1 % pour les sables grossiers ($D_{50} = 0,5$ mm) et 95 % à 27 % pour les sables fins à moyens. Une telle mobilité semble également permettre d'entretenir la fraîcheur de la morphologie (limites bien définies entre les domaines) et la persistance des *sorted bedforms*.

Sur le plateau interne, entre 24 et 50 m de profondeur, le mouvement des limites entre sédiments fins et grossiers est globalement dirigé vers le nord-est (vers la côte) et suggère l'existence de processus hydrodynamiques récurrents dans cette direction. Les processus hydrodynamiques en direction du nord observés sur le plateau interne aquitain sont : (a) les accélérations (pulses) subites de courants dirigés vers le nord (jusqu'à 50 cm/s pendant 7 à 22 jours/an) mis en évidence par des mesures *in situ* récentes (Batifoul *et al.*, 2012, 2013 ; Kersalé *et al.*, 2014) ; (b) la modélisation numérique qui montre une prédominance des courants en direction du nord, lorsque la houle et le courant sont suffisamment forts (entre 2 % et 25 % de l'année) pour mobiliser les sédiments grossiers sur la zone de « La Salie-Biscarrosse » (modélisation numérique réalisée entre mars 2012 et février 2013 ; Figure VI.1). Aucun courant avec des vitesses significatives n'a été mesuré ou modélisé en direction du nord-est ou de l'est. Cependant les houles de direction W-NW, déjà à l'origine de la formation

des grandes rides de houle sur le plateau interne, apparaissent comme un acteur potentiel de la migration des sédiments du plateau interne en direction de la côte.

Entre 5 et 24 m de bathymétrie, les mouvements suggèrent une migration des *linear sorted bedforms* vers le sud (parallèles à la côte) qui peut être associée à la dérive littorale. Pour de telles profondeurs, la modélisation numérique montre une forte mobilité potentielle au cours de l'année, que ce soit pour les sédiments fins (> 70 % sur un an) ou grossiers (~25 à 65 % de l'année ; Figure VI.1) (ces résultats sont à pondérer car en limite du modèle).

II.1.2. La tête du canyon de Capbreton

En ce qui concerne l'interaction entre la tête du canyon et la dynamique littorale :

- la bathymétrie a révélé une connexion morphologique directe entre les conduits littoraux et la tête du canyon ;
- les sédiments prélevés ont révélé une forte corrélation entre les sédiments transportés par la dérive littorale (sables fins à moyens) et ceux présents au sein de la tête du canyon ainsi que la présence de vase dans la tête ;
- la modélisation numérique a révélé que, épisodiquement, pour des vagues de forte énergie, les courants longitudinaux qu'elles engendrent ont le potentiel de transporter des sédiments de la plage vers la tête du canyon.

Tout ceci suggère que la dérive littorale agissant le long de la côte aquitaine contribue en partie, en condition de vagues de forte énergie, à l'alimentation en sédiments sableux de la tête du canyon qui agit alors comme un drain sédimentaire. Cependant, la quantité de sédiments transportés par la dérive littorale vers la tête de canyon reste indéterminée. Au nord du canyon, entre Vieux-Boucau et Capbreton, un profil de sondeur de sédiments (SBP120) montre la quantité importante de sable (fin et moyen) présente sur le plateau continental interne et semble indiquer qu'une partie des sédiments apportés par la dérive littorale n'est pas transportée jusqu'à la tête du canyon mais se dépose sur le plateau. Au sud du canyon, la morphologie des plages montre également une accumulation de sable au nord de la jetée et une érosion au sud qui témoigne de la continuité de la dérive littorale vers le sud. Au sable s'ajoute de la vase qui pourrait être apportée par les panaches turbides de l'Adour lors des crues. La présence des panaches de l'Adour à la verticale de la tête du Canyon de Capbreton est observée sur des images satellites (Petus, 2009) et confirmée par la modélisation numérique effectuée dans le cadre de cette thèse qui montre l'existence, au sud du canyon, de courants dirigés vers le nord déviés en direction de la tête.

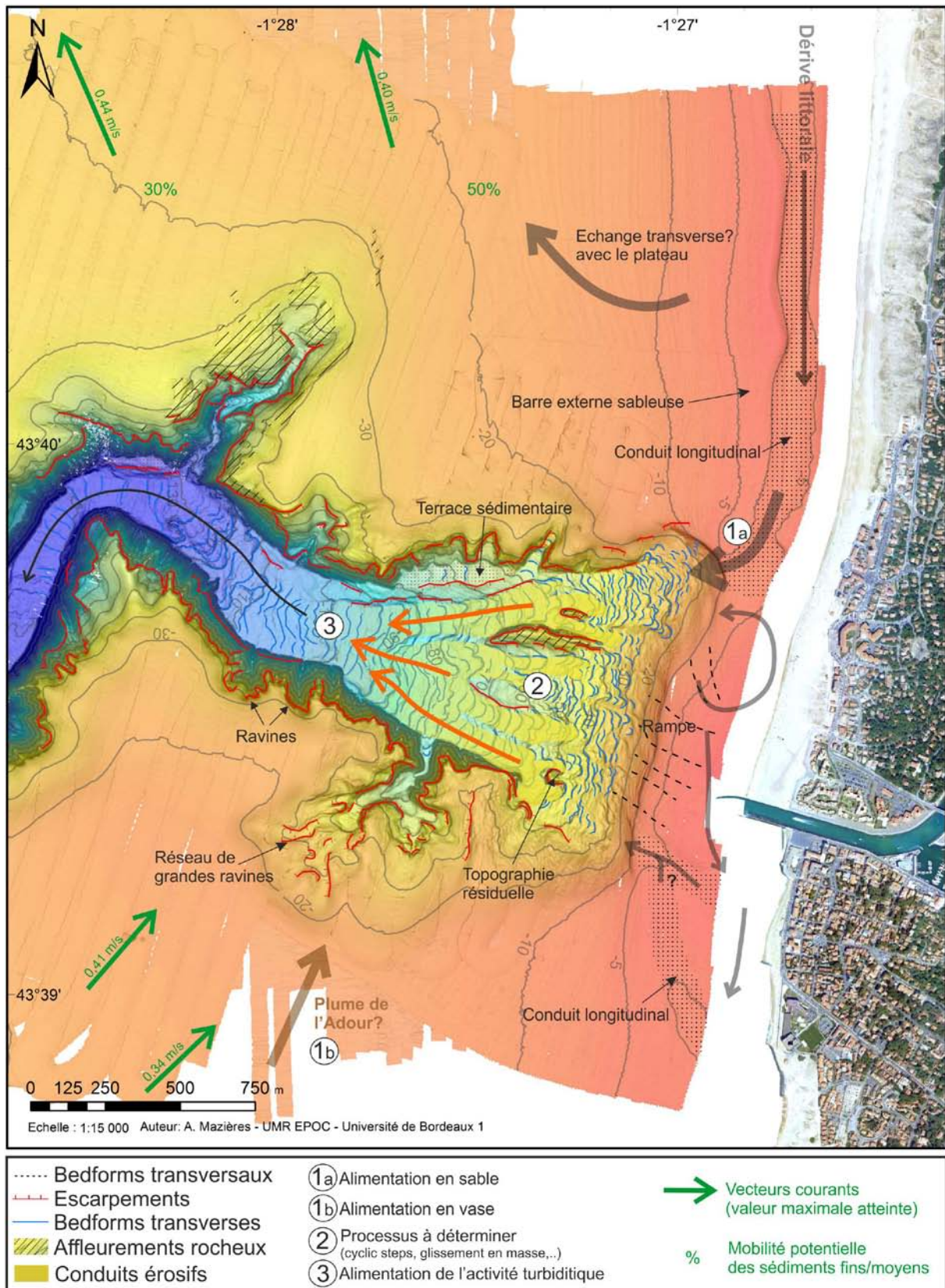


Figure VI.2 : Schéma synthétique des résultats de notre étude sur la tête du canyon de Capbreton.

En ce qui concerne les processus se déroulant au sein même de la tête du canyon :

- la bathymétrie a révélé la présence de structures sédimentaires transverses, linéaires ou en croissant qui pourraient être interprétées comme des *cyclic steps* (associés à des *breachings*) ou des cicatrices de glissements (*slump scars*) ;
- la bathymétrie a également révélé la présence de conduits érosifs (*longitudinal channels*) qui se rejoignent au niveau du goulet (partie terminale de la tête) et qui suggèrent une évacuation du sédiment vers l'aval ;

Tous ces éléments suggèrent que la tête de canyon agit comme une zone tampon (*sediment buffer*), stockant temporairement les sédiments sableux (et vaseux) avant qu'ils soient finalement transférés (par un processus ou un ensemble de processus qui reste à préciser) vers l'aval dans le corps du canyon.

En ce qui concerne l'évolution de la tête du canyon de Capbreton au cours des 15 dernières années :

- la comparaison des différentes bathymétries montre que la forme générale et la position de la tête du canyon sont stables ;
- le fond de la tête du canyon montre des variations morphologiques importantes mais oscille néanmoins autour d'un profil d'équilibre ;
- le flanc sud de la tête a été affecté par une érosion significative entre 2001 et 2010 et a permis la formation d'un réseau de ravines. Compte tenu de son ampleur (2,4 million de m³) et de son activité irrégulière dans le temps, cette érosion sur le flanc sud se distingue de la tendance générale de l'évolution observée ailleurs dans la tête du canyon.

En termes de risque côtier, la tête du canyon est stable depuis 15 ans autour d'une position d'équilibre, sans aucune migration latérale ou perpendiculaire à la côte.. Cependant, l'activité érosive (parallèle à la côte) qui s'est déroulée entre 2001 et 2010 au niveau du flanc sud nécessite d'être surveillée.

III. Discussions des résultats à l'échelle du plateau aquitain

III.1. Morphodynamique de la tête du canyon de Capbreton.

Il est important de noter que la tête du canyon de Capbreton qui est l'environnement le plus profond du littoral et du plateau interne aquitain (entre 10 et 130 m de profondeur) est pourtant l'un des plus dynamiques (en terme de vitesses et de volume de transit), avec l'embouchure de la Gironde et les passes du bassin d'Arcachon.

III.2. La présence des *sorted bedforms* à l'échelle du plateau continental

Cette étude a permis de considérablement améliorer la connaissance concernant la répartition des *sorted bedforms* sur le plateau interne aquitain. Cependant, les résultats restent limités géographiquement au plateau interne situé entre les passes d'Arcachon et Biscarrosse. Plus au sud, le plateau interne reste très peu documenté (Figure VI.3) :

Entre 5 et 24 m de bathymétrie, l'absence totale de données « petits fonds » ne nous permet pas de savoir si les *linear sorted bedforms* sont présents vers le sud le long de la côte.

Sur le reste du plateau interne (entre 20 et 50 m de bathymétrie), quelques rares profils effectués lors de transit ou à caractère exploratoire (sonar latéral de la mission FASEC 84, sondeur de sédiments et imagerie des missions ISTAS I et PROTEVS-DUNE) montrent, de façon très locale, que les *patchy sorted bedforms* observés sur notre zone d'étude sont présents sur le plateau interne vers le sud jusqu'au large de Vieux-Boucau. Ces *patchy sorted bedforms* semblent avoir des caractéristiques similaires à ceux de la zone « La Salie-Biscarrosse » (épaisseur des placages constante entre 0,5 et 2 m ; Figure VI.3). Entre Vieux-Boucau et le canyon de Capbreton, les *sorted bedforms* cèdent la place à une couverture uniforme de sables fins à moyens (à vérifier par des prélèvements sédimentaires). Le profil de sondeur de sédiments (SBP120 ; Figure VI.3) montre que cette couverture sableuse uniforme pourrait correspondre au sommet d'un stock de sédiments fins important (~7,5 m d'épaisseur) sur cette partie du plateau interne aquitain. Les principales caractéristiques de ce stock (épaisseur, nature, géométrie interne) devront faire l'objet d'investigations futures.

Les zones constituées uniquement de sables grossiers sur plusieurs kilomètres se situent globalement entre 40 et 65 m de profondeur.

Au-delà de 50 m de profondeur (plateaux médian et externe), les *sorted bedforms* sont également présents (Cirac *et al.*, 2000a), cependant leur forme semble globalement plus allongée selon une orientation nord-sud (Cirac *et al.*, 1997, 2000a ; Turcq *et al.*, 1986). Les *sorted bedforms* observés au nord du plateau aquitain (zone du « Gulp ») ne montrent pas de mouvement à l'échelle décennale (Gehin, 2009 ; Gillet *et al.*, 2009), contrairement à ce qui a été observé sur le plateau interne lors de cette étude. Notre modélisation (chapitre V) a montré que le plateau interne, entre 25 et 50 m de profondeur, est soumis à des pourcentages de mobilité potentielle d'environ : 27 à 70 % du temps pour les sédiments fins ($D_{50} = 0,24$ mm) et de 2 à 25 % du temps pour les sédiments grossiers ($D_{50} = 2,36$ mm), tandis que entre 70 et 90 m de profondeur (représentant la zone du « Gulp ») les pourcentages de mobilité

potentielle sont plus faibles avec environ 3 à 10 % du temps pour les sédiments fins et 0 % pour les sédiments grossiers. Cette différence de mobilité sédimentaire coïncide avec l'absence de mouvement sur le plateau médian et externe à l'inverse du plateau interne.

III.3. Fonctionnement sédimentaire actuel du plateau interne aquitain

Avant cette étude, le plateau interne sud aquitain était seulement considéré comme une zone dominée par les fortes tempêtes. L'évolution de ces corps était considérée comme faible ou nulle et la plate-forme était représentée par une alternance de bandes de sédiments grossiers (sables grossiers, graviers, galets) et de placages de sables fins à moyens (Cirac *et al.*, 2000b). Les résultats de cette thèse ont permis, dans un premier temps, de préciser la morphodynamique du plateau interne (Figure VI.3). Sur le plateau interne, entre 24 et 50 m de profondeur les *patchy sorted bedforms* montrent de faibles migrations vers le nord-est et entre 5 et 24 m de profondeur (au niveau de la plage sous-marine et au commencement du plateau interne) les *linear sorted bedforms* montrent une migration le long de la côte (observée actuellement vers le sud). Issues du processus de tri sédimentaire rétroactif, les *sorted bedforms* observées semblent migrer dans des directions influencées par l'hydrodynamisme. Sur le plateau interne, les mesures *in situ*, ainsi que les modélisations, montrent la présence d'augmentations subites de courants forts (jusqu'à 50 cm/s) dirigés vers le nord et la présence d'une houle d'incidence moyenne de direction W-NW (vers l'est). Cela coïncide avec la direction des mouvements vers le nord-est des *patchy sorted bedforms* observés sur le plateau interne. Au niveau de la plage sous-marine et au commencement du plateau interne, les migrations se font dans le même sens que la dérive littorale.

Entre nos deux zones, les profils effectués lors de transits ont révélé la présence de *sorted bedforms* sur le plateau interne, jusqu'au large de Vieux-Boucau (10 km au nord du canyon de Capbreton). Le long de la côte, il a été démontré que la dérive littorale provoque d'importants transferts sédimentaires du nord vers le sud, parallèlement à la côte (Idier *et al.*, 2013).

Le canyon de Capbreton se démarque, entre autres, par sa très profonde incision du plateau continental à proximité du rivage (le canyon prend naissance à 250 m du rivage ; Cirac *et al.*, 2001) et son activité turbiditique moderne (Gaudin *et al.*, 2006 ; Mulder *et al.*, 2001 ; Nesteroff *et al.*, 1968). Ces deux principales caractéristiques ont été à l'origine d'un débat concernant les possibles relations entre la dérive littorale aquitaine et la tête du canyon de

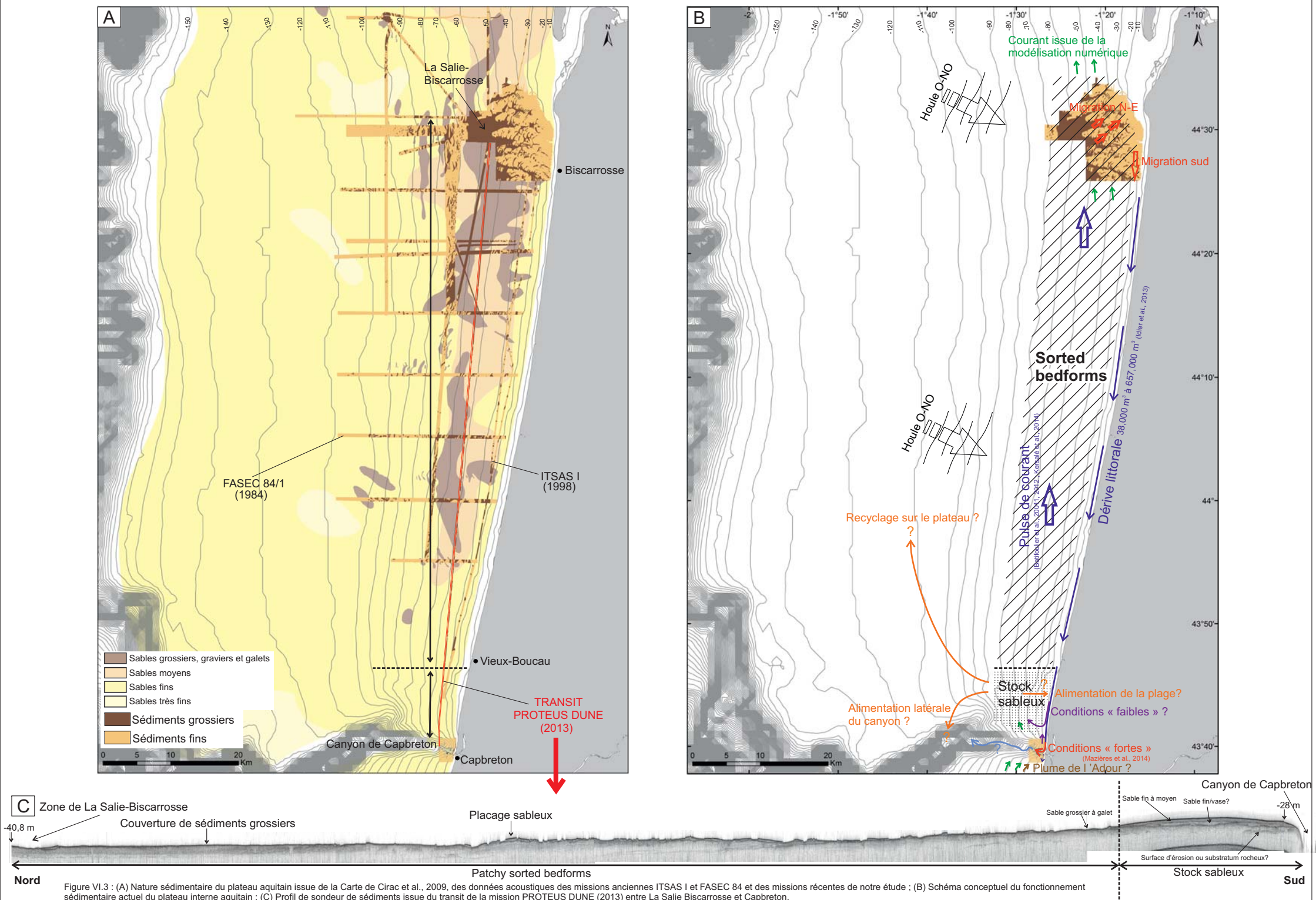


Figure V1.3 : (A) Nature sédimentaire du plateau aquitain issue de la Carte de Cirac et al., 2009, des données acoustiques des missions anciennes ITSAS I et FASEC 84 et des données récentes de notre étude ; (B) Schéma conceptuel du fonctionnement sédimentaire actuel du plateau interne aquitain ; (C) Profil de sondeur de sédiments issue du transit de la mission PROTEUS DUNE (2013) entre La Salie Biscarrosse et Capbreton.

Capbreton : (1) certains auteurs, s'appuyant sur la présence de sable et de cicatrices de glissements au sein même de la tête du canyon, proposaient que l'apex de cette structure stocke le sable issu de la dérive littorale aquitaine et que l'activité turbiditique actuelle du canyon soit alimentée indirectement par la déstabilisation régulière de ce stock (Gaudin *et al.*, 2006 ; Moreau, 2009). (2) D'autres auteurs, se basant sur des arguments hydrodynamiques (réfraction de la houle) et des mesures *in situ* côtières (traçages radioactifs) proposaient que la tête du canyon joue plutôt un rôle de barrière hydrodynamique empêchant les sédiments de la dérive littorale aquitaine d'alimenter le canyon (Abe, 1984 ; Duplantier, 1976 ; Froidefond, 1982). Notre étude au niveau de la tête du canyon de Capbreton, a permis de préciser la relation de celle-ci avec la dynamique littorale et d'apporter des arguments essentiels à l'avancée du débat rappelé ci-dessus. Premièrement, la dérive littorale agissant le long de la côte aquitaine peut contribuer, en condition de vagues de forte énergie, à l'alimentation en sédiments sableux de la tête du canyon (les panaches de l'Adour pourraient apporter les vases). Nous proposons que la tête de canyon puisse agir comme une zone tampon (*sediment buffer*), stockant temporairement les sédiments sableux (et vaseux) avant qu'ils soient transférés dans le corps du canyon par un ou un ensemble de processus qui reste à préciser: initiation de courants gravitaires dès la partie haute de la tête et/ou transfert lent de sédiments du haut vers le bas de la tête. En considérant les résultats des modélisations hydrodynamiques par conditions de faibles énergies (chapitre IV, article) et le supposé stock sédimentaire décrit précédemment (chapitre IV, Figure IV.9), un mode de fonctionnement complémentaire pourrait être envisagé. En effet, les modélisations numériques simulant les courants induits par les vagues de faible énergie montrent une légère inversion de la dérive littorale à l'approche du canyon (en accord avec le rôle supposé de barrière hydrodynamique proposé par Abe (1984) Duplantier (1976) et Froidefond (1982). Nous pouvons imaginer, que dans ces conditions de faible énergie, le flux de sédiments transportés par la dérive littorale (quantité toutefois probablement réduite dans ces mêmes conditions de faible énergie), bloqué par cette inversion locale de la dérive, serait dévié vers le large et irait alimenter le stock situé sur le plateau interne au nord du canyon de Capbreton. Ce stock sédimentaire apparaît comme « le potentiel maillon manquant » dans la compréhension du système sédimentaire du plateau sud aquitain. L'hypothèse de son alimentation par la dérive littorale, son éventuel rôle dans l'alimentation latérale du canyon de Capbreton et/ou son « recyclage » vers le nord sur le plateau aquitain devront faire l'objet de recherches futures.

Ainsi, en fonction des conditions hydrodynamiques, la dérive littorale tantôt (en condition forte) alimenterait en sable la tête du canyon (hypothèse confirmée ici), tantôt (en condition faible) alimenterait le plateau continental interne (hypothèse à tester lors de futurs travaux).

IV. Perspectives de recherche

À l'échelle du plateau, l'étude des processus contrôlant les échanges transverses (« *crossshore* ») de sédiment entre le littoral et le plateau interne est indispensable pour avoir une meilleure compréhension de la morphodynamique littorale. Bien que notre étude se soit appuyée sur un impressionnant jeu de données (entre 0 et 50 m de profondeur), nous n'avons que très peu avancé sur ce point particulier. Notre étude s'est appuyée sur une approche complémentaire avec une approche descriptive et comparative (dans le temps) et une approche de modélisation. Cependant cette méthode s'avère limitée sur certaines zones de notre étude pour trois raisons : (1) l'homogénéité des faciès entre 5 et 24 m de profondeur au nord de notre zone, (2) le faible recouvrement du jeu de données dans le temps entre 5 et 24 m de profondeur au sud de notre zone, (3) la faible précision du modèle numérique (décrit au chapitre V) dans la zone inférieure à 10 m de profondeur empêchant l'observation des processus près de la côte.

Malheureusement, ce sont justement les processus qui se déroulent entre 5 et 24 m de profondeur, au niveau de la plage sous-marine (immédiatement après le sommet de la barre externe sur la pente dirigée vers le large) et au commencement du plateau interne, qui semblent être les plus pertinents à étudier pour comprendre les processus transverses.

D'autres approches devront donc être développées pour comprendre ces mécanismes : (1) la réalisation de mesures de courantométrie par beau temps mais surtout lors de tempêtes afin de mesurer la direction (transverse ? longitudinale ?) et la vitesse des courants ; (2) l'acquisition de nouvelles données de sondeurs multifaisceaux (bathymétrie et imagerie) en face de Biscarosse mais avec une meilleure résolution temporelle (mensuelle ou saisonnière au minimum) que celles que nous avons acquises ; (3) la pose de pièges à particules, l'acquisition de données de sonar à dune, le monitoring du fond avec, par exemple, un altimètre ALTUS (Bourrin *et al.*, 2008), avec des caméras et/ou par la méthode de comparaison de pixels d'images diachroniques (Franzetti *et al.*, 2013).

D'abord, au niveau du canyon, une des zones « charnières » concernant les flux transverses (« *crossshore* ») est la transition plage/canyon qui se trouve à environ 10 m de profondeur. L'amélioration de la couverture de cette zone difficile à atteindre lors des missions

océanographiques (profondeur trop faible), devrait permettre, avec des mesures bathymétriques de bonne résolution et à haute fréquence (semaines, mois), de visualiser les périodes d'accumulation de sables et les périodes d'érosion (plus ponctuelles ?). Dans cette perspective, l'acquisition de nouvelles données (LIDAR Bathymétrique (Aleman, 2013) ; reconstitution bathymétrique à partir d'images satellites (Capo et al., 2014)) et la collaboration avec des sociétés indépendantes permettrait au moins l'obtention de mesures bathymétriques petit fond extrêmement utiles sur la zone de la tête du canyon de Capbreton entre 5 et 15 m de bathymétrie.

Ensuite, l'étude plus poussée du fond de la tête du Canyon de Capbreton (entre 10 et 130 m de profondeur), permettrait de mieux comprendre les phénomènes à l'origine des structures sédimentaires transverses ou en croissant observées sur le fond de la tête du canyon grâce au sondeur multifaisceaux. L'hypothèse des *cyclic-steps* nécessite la présence de courants supercritiques ($Fr > 1$) et rend indispensable l'acquisition de mesures courantométriques sur le fond du canyon lors d'évènements hydrodynamiques de forte énergie. L'acquisition de relevés saisonniers de bathymétries permettrait de mieux comprendre l'évolution de ces structures sédimentaires sur le fond du canyon (la résolution annuelle étant insuffisante) et également de cibler dans le temps, les saisons et/ou les mois où ceux-ci évoluent. De plus, de la sismique près du fond dans le talweg avec un sondeur de ROV (« *remotely operated vehicle* ») ou de SYSIF (Système Sismique Fond ; Ker et al., 2008 ; Marsset et al., 2010) pourrait également permettre de visualiser le fond du canyon. La collaboration avec les instituts de recherche relative aux canyons de Nazaré (Portugal) ou de Monterey (USA), très en avance dans l'étude des têtes de canyon avec de nombreuses techniques qui pourraient être intégrées ici : (1) mouillage de bloc de béton avec des balises acoustiques (« *acoustic beacons* » ; Paull et al., 2010), (2) carottages de précision grâce à des plongées ROV (Paull et al., 2013).

Certains de ces projets de levés bathymétriques à plus haute fréquence et d'instrumentation du canyon de Capbreton (courantomètres, pièges à particules) pourraient être concrétisés sous peu, à l'occasion d'un projet de mission sur le N/O La Thalia affrété par la société RTE (investigations supplémentaires dans le cadre d'un projet de pose de câbles sous-marins au travers de la partie en amont du canyon).

Il serait également très intéressant d'obtenir des carottages et des données de pièges à particules au niveau des réseaux de ravines observés au sud et au nord de la tête du canyon afin de mieux comprendre les apports latéraux en sable et/ou en vase de la tête.

Références bibliographiques

- Abadie, S., Butel, R., Mauriet, S., Morichon, D. et Dupuis, H. (2006). Wave climate and longshore drift on the South Aquitaine coast. *Continental Shelf Research*, 26, 1924-1939.
- Abe, J. (1984). Etude des mouvements sédimentaires dans la zone du canyon de Capbreton à l'aide de traceurs radioactifs et fluorescents (France). 204. These de 3ème cycle, Université de Bordeaux 1 (France).
- Aleman, N. (2013). Morphodynamique à l'échelle régionale d'une avant-côte microtidale à barres sédimentaires : le cas du Languedoc-Roussillon à l'aide la technologie LiDAR. PhD Thesis, Université de Perpignan.
- Allen, G. et Castaing, P. (1977). Carte de répartition des sédiments superficiels sur le plateau continental du Golfe de Gascogne. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 255-260.
- Allen, J. R. (1982). *Sedimentary structures, their character and physical basis*. Elsevier Science.
- Aloisi, J. C., Auffret, G. A., Auffret, J. P., Barusseau, J. P., Hommeril, P., Larsonneur, C. et Monaco, A. (1977). Essai de modélisation de la sédimentation actuelle sur les plateaux continentaux français. *Bulletin de la société géologique de France*, t. XIX, n°2, p. 183-195.
- Amblas, D., Urgeles, R., Canals, M., Calafat, A. M., Rebesco, M., Camerlenghi, A., Estrada, F., De Batist, M. et Hughes-Clarke, J. E. (2006). Relationship between continental rise development and palaeo-ice sheet dynamics, Northern Antarctic Peninsula Pacific margin. *Quaternary Science Reviews*, 25, 933-944.
- Anschutz, P., Jorissen, F., Chaillou, G., Abu-Zied, R. et Fontanier, C. (2002). Recent turbidite deposition in the eastern Atlantic: early diagenesis and biotic recovery. *Journal of Marine Research*, 60, 835-854.
- Anthony, D. et Leth, J. O. (2002). Large-scale bedforms, sediment distribution and sand mobility in the eastern North Sea off the Danish west coast. *Marine Geology*, 182, 247-263.
- Arbouille, D. (1987). La sédimentation de la plate-forme continentale nord-aquitaine au Quaternaire terminal : un exemple de système transgressif. 211 pp. These de 3ème cycle, Université de Bordeaux 1 (France).
- Ardhuin, F., Drake, T. G. et Herbers, T. H. C. (2002). Observations of wave-generated vortex ripples on the North Carolina continental shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 107, 3143.
- Ardhuin, F., Rogers, E., Babanin, A., Filipot, J. F., Magne, R., Roland, A., Westhuysen, A. V. D., Queffelec, P., Lefevre, J. M., Aouf, L. et Collard, F. (2010). Semi-empirical

- dissipation source functions for ocean waves : Part I, definition, calibration and validation. *Journal of Physical Oceanography*, 40, 1917-1941.
- Arzola, R. G., Wynn, R. B., Lastras, G., Masson, D. G. et Weaver, P. P. E. (2008). Sedimentary features and processes in the Nazaré and Setúbal submarine canyons, west Iberian margin. *Marine Geology*, 250, 64-88.
- Aubrey, D. G., Twichell, D. C. et Pfirman, S. L. (1982). Holocene sedimentation in the shallow nearshore zone off Nauset Inlet, Cape Cod, Massachusetts. *Marine Geology*, 47, 243-259.
- Auffret, G. A., Geistdoerfer, P., Gailhard, J. F., Reyss, J. L., Rabouille, C., Voisset, M., Coutelle, A., Muller, C., Kerbrat, R., Monti, S., Ondreas, H. et Mauviel, A. (1992). *Caractérisation sédimentologique et biologique préliminaire des sites du projet EUMELI*. Paris, FRANCE: Gauthier-Villars.
- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M. et Klein, B. (2002). Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology*, 19, 445-467.
- Bagnold, R. A. et Taylor, G. (1946). Motion of waves in shallow water. Interaction between waves and sand bottoms. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 1-18.
- Barthe, X. et Castaing, P. (1989). Etude théorique de l'action des courants de marée et des houles sur les sédiments du plateau continental du Golfe de Gascogne. *Oceanologica Acta*, 12, 325-334.
- Barusseau, J. P. (1973). Evolution du plateau continental rochelais (golfe de Gascogne) au cours du Pliocène terminal et de l'Holocène, les processus actuels de la sédimentation. Thèse univ. Bordeaux-I.
- Batifoulier, F. (2011). Hydrodynamique du plateau continental Aquitain et influence sur les épisodes à *Dinophysis* dans le Bassin d'Arcachon. PhD Thesis, Université Bordeaux 1 (France).
- Batifoulier, F., Lazure, P. et Bonneton, P. (2012). Poleward coastal jets induced by westerlies in the Bay of Biscay. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117, C03023.
- Batifoulier, F., Lazure, P., Velo-Suarez, L., Maurer, D., Bonneton, P., Charria, G., Dupuy, C. et Gentien, P. (2013). Distribution of *Dinophysis* species in the Bay of Biscay and possible transport pathways to Arcachon Bay. *Journal of Marine Systems*, 109, S273-S283.
- Bellec, V. (2003). Evolution morphostructurale et morphosédimentaire de la plate-forme aquitaine depuis le Neogene. 268. These de 3ème cycle, Université de Bordeaux 1 (France).
- Bellec, V. K., Bøe, R., Rise, L., Slagstad, D., Longva, O. et Dolan, M. F. (2010). Rippled scour depressions on continental shelf bank slopes off Nordland and Troms, Northern Norway. *Continental Shelf Research*, 30, 1056-1069.

- Bellec, V. K. et Cirac, P. (2010). Internal architecture of the soft sediment cover of the South-Aquitaine shelf (Bay of Biscay): A record of high frequency sea level variations? *Comptes Rendus Geoscience*, 342, 79-86.
- Berné, S. (1991). Architecture et dynamique des dunes tidales. Exemples de la marge atlantique française. 313 pp. PhD Thesis, Université de Lille 1.
- Berné, S. (1999). Dynamique, architecture et préservation des corps sableux de plate-forme. (Accreditation to supervise research, HDR). 111p. Lille: Université de Lille 1.
- Berné, S., Allen, G., Auffret, J. P., Chamley, H., Durand, J. et Weber, O. (1989). Essai de synthèse sur les dunes hydrauliques géantes tidales actuelles. *Bulletin de la Société géologique de France*, V, 1145-1160.
- Berné, S., Augustin, J. M., Braud, F., Chene, G. et Walker, P. (1986). Cartographie et interprétation de la dynamique sédimentaire des plates-formes continentales : amélioration de la technique d'observation par sonar latéral. *Bulletin de la Société géologique de France*, 82 (3) (1986), pp. 437-446.
- Berné, S., Satra, C., Aloïsi, J. C., Baztan, J., Dennielou, B., Droz, L., Dos Reis, A. T., Lofi, J., Méar, Y. et Rabineau, M. (2002). *Carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion*, . Notice explicative : Ifremer, Brest.
- Bertin, X., Bruneau, N., Breilh, J.-F., Fortunato, A. B. et Karpytchev, M. (2012). Importance of wave age and resonance in storm surges: The case Xynthia, Bay of Biscay. *Ocean Modelling*, 42, 16-30.
- Bidlot, J.-R. (2011). Intercomparison of operational wave forecasting systems against buoys : data from ECMWF, MetOffice, FNMOC, MSC, NCEP, MeteoFrance, DWD, BoM, SHOM, JMA, KMA, Puerto del Estado, DMI, CNR-AM, METNO - April 2011 to June 2011. Report, ECMWF.
- Biscara, L., Mulder, T., Hanquiez, V., Marieu, V., Crespin, J.-P., Braccini, E. et Garlan, T. (2013). Morphological evolution of Cap Lopez Canyon (Gabon): Illustration of lateral migration processes of a submarine canyon. *Marine Geology*, 340, 49-56.
- Biscara, L., Mulder, T., Martinez, P., Baudin, F., Etcheber, H., Jouanneau, J.-M. et Garlan, T. (2011). Transport of terrestrial organic matter in the Ogooué deep sea turbidite system (Gabon). *Marine and Petroleum Geology*, 28, 1061-1072.
- Black, K. P. et Healy, T. R. (1988). Formation of ripple bands in a wave-convergence zone. *Journal of Sedimentary Research*, 58, 195-207.
- Boillot, G., Dupeuble, P. A. et Malod, J. (1979). Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain. *Marine Geology*, 32, 53-70.
- Bois, C. et Gariel, O. (1994). Deep Seismic Investigation in the Parentis Basin (Southwestern France). In *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*, ed. Mascle, A., 173-186. Springer Berlin Heidelberg.
- Bois, C., Pinet, B. et Gariel, O. (1997). The sedimentary cover along the ECORS Bay of Biscay deep seismic reflection profile. A comparison between the Parentis basin and

- other European rifts and basins. *Mémoires de la Société géologique de France*, 171, 143-165.
- Bourillet, J.-F., Augris, C., Cirac, P., Mazé, J.-P., Normand, A., Loubrieu, B., Crusson, A., Gaudin, M., Poirier, D., Le Bris, C. S. et Simplet, L. (2007). *Le canyon de Capbreton : carte bathymétrique - Feuille ouest*. Quae éditions.
- Bourrin, F., Durrieu de Madron, X., Heussner, S. et Estournel, C. (2008). Impact of winter dense water formation on shelf sediment erosion (evidence from the Gulf of Lions, NW Mediterranean). *Continental Shelf Research*, 28, 1984-1999.
- Bower, A. S., Le Cann, B., Rossby, T., Zenk, W., Gould, J., Speer, K., Richardson, P. L., Prater, M. D. et Zhang, H. M. (2002). Directly measured mid-depth circulation in the northeastern North Atlantic Ocean. *Nature*, 419, 603-607.
- Brocheray, S., Cremer, M., Zaragosi, S., Schmidt, S., Eynaud, F., Rossignol, L. et Gillet, H. (2014). 2000 years of frequent turbidite activity in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay). *Marine Geology*, 347, 136-152.
- Bruneau, N., Castelle, B., Bonneton, P., Pedreros, R., Almar, R., Bonneton, N., Bretel, P., Parisot, J.-P. et Sénéchal, N. (2009). Field observations of an evolving rip current on a meso-macrotidal well-developed inner bar and rip morphology. *Continental Shelf Research*, 29, 1650-1662.
- Butel, R., Dupuis, H. et Bonneton, P. (2002). Spatial variability of wave conditions on the French Atlantic coast using in-situ data. *Journal of Coastal Research*, 96-108.
- Cacchione, D., Field, M., Drake, D. et Tate, G. (1987). Crescentic dunes on the inner continental shelf off northern California. *Geology*, 15, 1134-1137.
- Cacchione, D. A., Drake, D. E., Grant, W. D. et Tate, G. B. (1984). Rippled scour depressions on the inner continental shelf off central California. *Journal of Sedimentary Research*, 54, 1280-1291.
- Camenen, B. (2002). Modélisation numérique du transport sédimentaire sur une plage sableuse. In *Ph.D. thesis, Université Grenoble I*.
- Capo, S., Lubac, B., Marieu, V., Robinet, A., Bru, D. et Bonneton, P. (2014). Assessment of the decadal morphodynamic evolution of a mixed energy inlet using ocean color remote sensing. *Ocean Dynamics*, 64, 1517-1530.
- Cartigny, M. J. B., Postma, G., van den Berg, J. H. et Mastbergen, D. R. (2011). A comparative study of sediment waves and cyclic steps based on geometries, internal structures and numerical modeling. *Marine Geology*, 280, 40-56.
- Castaing, P. (1981). Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes, Cas de la Gironde. (Doctoral dissertation). 530 pp. Bordeaux 1.
- Castelle, B. (2004). Modélisation de l'hydrodynamique sédimentaire au-dessus des barres sableuses soumises à l'action de la houle: application à la côte aquitaine. PhD Thesis, Bordeaux 1.

- Castelle, B. (2013). Modélisation et analyse physique des processus hydro-sédimentaires contrôlant l'évolution des littoraux sableux., 372 pp. HDR, Université Bordeaux 1.
- Castelle, B., Michallet, H., Marieu, V. et Bonneton, P. (2011). Surf zone retention in a laboratory rip current. *Journal of Coastal Research*, SI 64, 50-54.
- Castelle, B., Michallet, H., Marieu, V., Leckler, F., Dubardier, B., Lambert, A., Berni, C., Bonneton, P., Barthélemy, E. et Bouchette, F. (2010). Laboratory experiment on rip current circulations over a moveable bed: Drifter measurements. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115, C12008.
- Castelle, B. et Ruessink, B. G. (2011). Modeling formation and subsequent nonlinear evolution of rip channels: Time-varying versus time-invariant wave forcing. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 116, F04008.
- Cavanié, A. et Hyacinthe, J.-L. (1976). Etude des courants et de la marée à la limite du plateau continental d'après les mesures effectuées pendant la campagne "Golfe de Gascogne 1970". *Centre national pour l'exploration des océans (CNEXO)*, 23.
- Charles, E. (2012). Impact du changement climatique sur le climat de vagues en zone côtière, par régionalisation dynamique : application à la côte aquitaine., 202 pp. These de 3ème cycle, Université de Toulouse III (France).
- Charles, E., Idier, D., Thiébot, J., Le Cozannet, G., Pedreros, R., Ardhuin, F. et Planton, S. (2012). Present Wave Climate in the Bay of Biscay: Spatiotemporal Variability and Trends from 1958 to 2001. *Journal of Climate*, 25, 2020-2039.
- Charria, G., Lazure, P., Le Cann, B., Serpette, A., Reverdin, G., Louazel, S., Batifoulier, F., Dumas, F., Pichon, A. et Morel, Y. (2011). Surface layer circulation derived from Lagrangian drifters in the Bay of Biscay. *Journal of Marine Systems*, 109, S60-S76.
- Chin, J. L., Karl, H. A. et Maher, N. M. (1997). Shallow subsurface geology of the continental shelf, Gulf of the Farallones, California, and its relationship to surficial seafloor characteristics. *Marine Geology*, 137, 251-269.
- Cirac, P., Berne, S., Castaing, P. et Weber, O. (2000a). Processus de mise en place et d'évolution de la couverture sédimentaire superficielle de la plate-forme nord-aquitaine. *Oceanologica Acta*, 23, 663-686.
- Cirac, P., Berné, S., Lericolais, G. et Weber, O. (1997). Séquences de dépôt dans le Quaternaire terminal du plateau continental nord-aquitain (océan Atlantique, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168(6), 717-725.
- Cirac, P., Bourillet, J.-F., Griboulard, R. et Normand, A. (2001). Le canyon de Capbreton : nouvelles approches morphostructurales et morphosédimentaires. Premiers résultats de la campagne Itsas. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 332, 447-455.
- Cirac, P., Manau, F. et Bellec, V. (2000b). Les formes sédimentaires du plateau interne aquitain reconnues par les méthodes acoustiques. In *VIIe colloque international, Oceanographie du Golfe de Gascogne*, p. 19-25. Biarritz, France.

- Cirac, P., Weber, O. et Gillet, H. (2009). Génèse et remaniement des formes sédimentaires sur le plateau aquitain. In *12ème Congrès Français de Sedimentologie, ASF*, 77. Rennes (France).
- Clifton, H. E. et Dingler, J. R. (1984). Wave-formed structures and paleoenvironmental reconstruction. *Marine Geology*, 60, 165-198.
- Coco, G., De Swart, H. E., Dodd, N. et Falqués, A. (2013). Short course on: Self-organized morphodynamic patterns in the nearshore. In *Coastal Dynamics 2013*. June 24 th 2013, Arcachon (France).
- Coco, G., Murray, A. B. et Green, M. O. (2007a). Sorted bed forms as self-organized patterns: 1. Model development. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112, F03015.
- Coco, G., Murray, A. B., Green, M. O., Thielér, E. R. et Hume, T. M. (2007b). Sorted bed forms as self-organized patterns: 2. Complex forcing scenarios. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112, F03016.
- Collotte, P. (1985). Le plateau central nord-aquitain, caractérisation morphosédimentaire et interprétation dynamique des dépôts holocènes. 278 pp. Thèse 3ème cycle, univ. Bordeaux-1.
- Cremer, M., Brocheray, S., Gillet, H. et Hanquiez, V. (2012). Capbreton canyon : Evidence of its formation by differential sedimentation. In *XII International Symposium on Oceanography on the Bay of Biscay*. Santander (Spain).
- Cummings, D. I., Dumas, S. et Dalrymple, R. W. (2009). Fine-grained versus coarse-grained wave ripples generated experimentally under large-scale oscillatory flow. *Journal of Sedimentary Research*, 79, 83-93.
- Cuzacq, R. (1930). Le lit ancien de l'Adour de Bayonne à Vieux-Boucau. *Bull. Soc. Sc. Lettres et Arts Bay*. n°5.
- Dalrymple, R. et Rhodes, R. (1995). Estuarine dunes and bars. In: Perillo GME (ed) *Geomorphology and sedimentology of estuaries*. Elsevier, Amsterdam, 53, 359-422.
- Dalrymple, R. W. (1984). Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy. *Sedimentology*, 31, 365-382.
- Davis, A. C. D., Kvitek, R. G., Mueller, C. B. A., Young, M. A., Storlazzi, C. D. et Phillips, E. L. (2013). Distribution and abundance of rippled scour depressions along the California coast. *Continental Shelf Research*, 69, 88-100.
- Deregnancourt, D. et Boillot, G. (1982). Nouvelle carte structurale du golfe de Gascogne. *Académie des Sciences (Paris), Comptes Rendus*, Serie II 294, 219-222.
- Diesing, M., Kubicki, A., Winter, C. et Schwarzer, K. (2006). Decadal scale stability of sorted bedforms, German Bight, southeastern North Sea. *Continental Shelf Research*, 26, 902-916.

- Donda, F., Brancolini, G., Santis, L. D. et Trincardi, F. (2003). Seismic facies and sedimentary processes on the continental rise off Wilkes Land (East Antarctica): evidence of bottom current activity. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 50, 1509-1527.
- Duboscq, B. (1977). Étude pétrographique des alluvions pleistocènes des bassins inférieurs de l'Adour et de la Nice: relations avec le littoral et le plateau continental. 182 pp. Université de Bordeaux.
- Duplantier, F. (1976). Etude sedimentologique de la zone cotière et du proche plateau continental de la region de Capbreton. Paleogeographie et evolution actuelle., 131 pp. These de 3ème cycle, Université de Bordeaux 1 (France).
- Durrieu de Madron, X. (1994). Hydrography and nepheloid structures in the Grand-Rhône canyon. *Continental Shelf Research*, 14, 457-477.
- Dyer, K. R. et Huntley, D. A. (1999). The origin, classification and modelling of sand banks and ridges. *Continental Shelf Research*, 19, 1285-1330.
- Eittreim, S. L., Anima, R. J. et Stevenson, A. J. (2002). Seafloor geology of the Monterey Bay area continental shelf. *Marine Geology*, 181, 3-34.
- Eke, E., Viparelli, E. et Parker, G. (2011). Field-scale numerical modeling of breaching as a mechanism for generating continuous turbidity currents. *Geosphere*, 7, 1063-1076.
- Faÿ, H. (1988). *Ancrage dynamique: technique et applications*. Editions Technip, Paris.
- Farre, J. A. (1983). Breaching the shelfbreak: passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution. *Special Publications of SEPM*, 33, 25-39.
- Ferrer, L., Fontán, A., Mader, J., Chust, G., González, M., Valencia, V., Uriarte, A. et Collins, M. B. (2009). Low-salinity plumes in the oceanic region of the Basque Country. *Continental Shelf Research*, 29, 970-984.
- Ferrer, O., Jackson, M., Roca, E. et Rubinat, M. (2012). Evolution of salt structures during extension and inversion of the Offshore Parentis Basin (Eastern Bay of Biscay). *Geological Society, London, Special Publications*, 363, 361-380.
- Ferrini, V. L. et Flood, R. D. (2005). A comparison of Rippled Scour Depressions identified with multibeam sonar: Evidence of sediment transport in inner shelf environments. *Continental Shelf Research*, 25, 1979-1995.
- Field, M. E. et Roy, P. S. (1984). Offshore transport and sand-body formation; evidence from a steep, high-energy shoreface, southeastern Australia. *Journal of Sedimentary Research*, 54, 1292-1302.
- Forbes, D. L. et Boyd, R. (1987). Gravel ripples on the inner Scotian Shelf. *Journal of Sedimentary Research*, 57, 46-54.
- Franzetti, M., Le Roy, P., Delacourt, C., Garlan, T., Cancouët, R., Sukhovich, A. et Deschamps, A. (2013). Giant dune morphologies and dynamics in a deep continental

- shelf environment: Example of the banc du four (Western Brittany, France). *Marine Geology*, 346, 17-30.
- Fredsoe, J. et Deigaard, R. (1992). *Mechanics of Coastal Sediment Transport*. NJ: World Scientific Publishing, 369 pp.
- Froidefond, J.-M., Castaing, P. et Weber, O. (1983). Evolution morpho-sédimentaire de la tête du canyon de Capbreton d'après les cartes de 1860 et de 1963, utilisation des méthodes informatiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, XXV, 705-714.
- Froidefond, J. M. (1982). Processus d'évolution d'un littoral sableux aux cours de l'holocène. Application au domaine aquitain. Présentation d'une méthode de géomorphologie dynamique et quantitative., 271 pp. PhD Thesis. University of Bordeaux 1 (France).
- Fuentes-Cid, A. (2014). Étude pluridisciplinaire d'une perturbation industrielle dans l'estuaire de la Gironde : implications du transport et de la dynamique de dégradation des débris végétaux sur le fonctionnement de la source froide du CNPE du Blayais., Thèse Univ. de Bordeaux., 311 pp.
- Gaudin, M., Mulder, T., Cirac, P., Berné, S. et Imbert, P. (2006). Past and present sedimentary activity in the Capbreton Canyon, southern Bay of Biscay. *Geo-Marine Letters*, 26, 331-345.
- Gehin, J. B. (2009). Analyse de l'évolution décennale de la couverture sédimentaire superficielle du plateau aquitain - Méthode de comparaison des données d'imagerie multifaisceaux. In *Université de Bordeaux 1, Rapport de Master 1 ENVOLH*, 22 pp.
- Gensous, B. (1971). Contribution à l'étude des sédiments meubles superficiels du plateau continental aquitain. Relation avec le régime hydrodynamique actuel., 114 pp. Thèse 3ème cycle, Univ. Bordeaux 1, n° 936.
- Gillet, H., Gehin, J. B. et Cirac, P. (2009). Analyse de l'évolution décennale de la couverture sédimentaire superficielle du plateau aquitain - Méthode de comparaison des données d'imagerie multifaisceaux. In *12ème Congrès Français de Sedimentologie. ASF*. Rennes (France).
- Goff, J. A., Mayer, L. A., Traykovski, P., Buynevich, I., Wilkens, R., Raymond, R., Glang, G., Evans, R. L., Olson, H. et Jenkins, C. (2005). Detailed investigation of sorted bedforms, or "rippled scour depressions," within the Martha's Vineyard Coastal Observatory, Massachusetts. *Continental Shelf Research*, 25, 461-484.
- Goldstein, E. B. (2014). Inner Shelf Sorted Bedforms: Long-Term Evolution and a New Hybrid Model. 122 pp. PhD Thesis, Duke University.
- Green, M. O., Vincent, C. E. et Trembanis, A. C. (2004). Suspension of coarse and fine sand on a wave-dominated shoreface, with implications for the development of rippled scour depressions. *Continental Shelf Research*, 24, 317-335.
- Greene, H. G., Maher, N. M. et Paull, C. K. (2002). Physiography of the Monterey Bay National Marine Sanctuary and implications about continental margin development. *Marine Geology*, 181, 55-82.

- Greenwood, B. et Osborne, P. D. (1990). Vertical and horizontal structure in cross-shore flows: an example of undertow and wave set-up on a barred beach. *Coastal Engineering*, 14, 543-580.
- Gutierrez, B. T., Voulgaris, G. et Thielier, E. R. (2005). Exploring the persistence of sorted bedforms on the inner-shelf of Wrightsville Beach, North Carolina. *Continental Shelf Research*, 25, 65-90.
- Hanquiez, V. (2013). Compensation du signal de la reflectivite acoustique : exemple du SMF EM1002. Rapport UMR5805-EPOC.
- Hansen, J. B. et Svendsen, I. A. (1979). Regular waves in shoaling water: experimental data. No. Technical Report, ISVA Series, 21.
- Harris, P. T. et Whiteway, T. (2011). Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology*, 285, 69-86.
- Harrison, S., Locker, S., Hine, A., Edwards, J., Naar, D., Twichell, D. et Mallinson, D. (2003). Sediment-starved sand ridges on a mixed carbonate/siliciclastic inner shelf off west-central Florida. *Marine Geology*, 200, 171-194.
- Hequette, A. et Hill, P. R. (1995). Response of the seabed to storm-generated combined flows on a sandy Arctic shoreface, Canadian Beaufort Sea. *Journal of Sedimentary Research*, 65, 461-471.
- Hjulström, F. (1935). *Studies of the Morphological Activity of Rivers as Illustrated by the River Fyris: Inaugural Dissertation*. Almqvist & Wiksells.
- Houthuys, R. (2011). A sedimentary model of the Brussels Sands, Eocene, Belgium. *Geologica Belgica*, 14, 55-74.
- Hume, T., Trembanis, A., Hill, A., Liefting, R. et Stephens, S. (2003). Spatially variable, temporally stable, sedimentary facies on an energetic inner shelf. In *Coastal Sediments*, 1-14.
- Hume, T. M., Oldman, J. W. et Black, K. P. (2000). Sediment facies and pathways of sand transport about a large deep water headland, Cape Rodney, New Zealand. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, 34, 695-717.
- Hunter, R. E., Dingler, J. R., Anima, R. J. et Richmond, B. M. (1988). Coarse-sediment bands on the inner shelf of southern Monterey Bay, California. *Marine Geology*, 80, 81-98.
- Hunter, R. E., Thor, D. R. et Swisher, M. L. (1982). Depositional and erosional features of the inner shelf, northeastern Bering Sea. 61 (1), 49-62.
- Idier, D. (2002). Dynamique des bancs et dunes de sable du plateau continental : Observation in-situ et modélisation numérique., 314 pp. These de 3eme cycle, Institut national polytechnique de Toulouse.

- Idier, D., Castelle, B., Charles, E. et Mallet, C. (2013). Longshore sediment flux hindcast: spatio-temporal variability along the SW Atlantic coast of France. *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 65, 1785-1790.
- Idier, D., Pedreros, R., Oliveros, C., Sottolichio, A., Choppin, L. et Bertin, X. (2006). Contributions respectives des courants et de la houle dans la mobilité sédimentaire d'une plate-forme interne estuarienne. Exemple: le seuil interinsulaire, au large du pertuis d'Antioche, France. *Comptes Rendus Geoscience*, 338, 718-726.
- Idier, D., Romieu, E., Pedreros, R. et Oliveros, C. (2010). A simple method to analyse non-cohesive sediment mobility in coastal environment. *Continental Shelf Research*, 30, 365-377.
- Jouanneau, J. M., Cirac, P. et Weber, O. (2007). Carte sédimentologique 7440G (1: 50 000). *Natures de fond. De vieux Boucau à la baie de Fontarabie. Carte spéciale G. Brest, SHOM*.
- Jouanneau, J. M., Weber, O., Cremer, M. et Castaing, P. (1999). Fine-grained sediment budget on the continental margin of the Bay of Biscay - Critical Interface on Continental Margins. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 46, 2205-2220.
- Ker, S., Le Gall, Y., Marsset, T. et Leon, P. (2008). Sysif, a Low Frequency Seismic Profiler for Near Bottom Marine Geophysics. In *70th EAGE Conference & Exhibition*.
- Kersalé, M., Marié, L., Le Cann, B., Serpette, A., Lathuilière, C. et Le Boyer, A. (2014). Subinertial poleward along-shore currents on the shelf and the slope of the Bay of Biscay. In *ISOBAY14*. 11-13 June 2014, Bordeaux (France).
- Klingebiel, A. et Legigan, P. (1978). Histoire géologique des divagations de l'Adour. In *In: Proc Congr IVème Centenaire du Détournement de l'Adour 1578-1978.*, 23-33. Bayonne.
- Kostic, S. (2011). Modeling of submarine cyclic steps: Controls on their formation, migration, and architecture. *Geosphere*, 7, 294-304.
- Koutsikopoulos, C. et Le Cann, B. (1996). Physical processes and hydrological structures related to the Bay of Biscay anchovy. *Scientia Marina*, 60, 9-19.
- Lafon, V., Dupuis, H., Butel, R., Castelle, B., Michel, D., Howa, H. et De Melo Apoluceno, D. (2005). Morphodynamics of nearshore rhythmic sandbars in a mixed-energy environment (SW France): 2. Physical forcing analysis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 65, 449-462.
- Lamb, H. (1945). Dover publications. *Hydrodynamics*, New York, 738 pp.
- Lapierre, F. (1969). Répartition des sédiments sur le plateau continental du golfe de Gascogne, intérêts des minéraux lourds. PhD Thesis. University of Bordeaux 1 (France).
- Lastras, G., Arzola, R. G., Masson, D. G., Wynn, R. B., Huvenne, V. A. I., Hühnerbach, V. et Canals, M. (2009). Geomorphology and sedimentary features in the Central

- Portuguese submarine canyons, Western Iberian margin. *Geomorphology*, 103, 310-329.
- Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., Amblas, D., Ivanov, M., Droz, L., Dennielou, B., Fabrès, J., Schoolmeester, T., Akhmetzhanov, A., Orange, D. et García-García, A. (2007). A walk down the Cap de Creus canyon, Northwestern Mediterranean Sea: Recent processes inferred from morphology and sediment bedforms. *Marine Geology*, 246, 176-192.
- Lazure, P. et Dumas, F. (2008). An external–internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS). *Advances in Water Resources*, 31, 233-250.
- Le Boyer, A., Charria, G., Le Cann, B., Lazure, P. et Marié, L. (2013). Circulation on the shelf and the upper slope of the Bay of Biscay. *Continental Shelf Research*, 55, 97-107.
- Le Cann, B. (1982). Evolution annuelle de la structure hydrologique du plateau continental au sud de la Bretagne : Modélisation numérique. 252 pp. PhD Thesis, Univ. de Bretagne Occidentale.
- Le Cann, B. (1990). Barotropic tidal dynamics of the Bay of Biscay shelf: observations, numerical modelling and physical interpretation. *Continental Shelf Research*, 10, 723-758.
- Le Roy, R. et Simon, B. (2003). Réalisation et validation d'un modèle de marée en Manche et dans le Golfe de Gascogne. Application à la réalisation d'un nouveau programme de réduction des sondages bathymétriques. Rapport SHOM n°002/03.
- Lecornu, F. et De Roeck, Y. H. (2009). PREVIMER - Observations & Prévisions Côtières. *Houille Blanche – revue internationale de l'eau* 2009, 1, 60-63.
- Lerma, A. N., Bulteau, T., Lecacheux, S. et Idier, D. (2014). Période de retour des événements de fortes houles le long des côtes françaises (Atlantique et Manche). *Paralia*.
- Lesueur, P., Tastet, J. P. et Marambat, L. (1996). Shelf mud fields formation within historical times: examples from offshore the Gironde estuary, France. *Continental Shelf Research*, 16 (14), 1849–1870.
- Lewis, K. B. et Barnes, P. M. (1999). Kaikoura Canyon, New Zealand: active conduit from near-shore sediment zones to trench-axis channel. *Marine Geology*, 162, 39-69.
- MacIntyre, I. G. et Pilkey, O. H. (1969). Preliminary comments on linear sand-surface features, Onslow Bay, North Carolina continental shelf: Problems in making detailed sea-floor observations. *Atlantic Geology*, 5, 26-29.
- MacMahan, J., Brown, J., Brown, J., Thornton, E., Reniers, A., Stanton, T., Henriquez, M., Gallagher, E., Morrison, J. et Austin, M. J. (2010). Mean Lagrangian flow behavior on an open coast rip-channeled beach: A new perspective. *Marine Geology*, 268, 1-15.

- Maneux, E., Dumas, J., Clément, O., Etcheber, H., Charritton, X., Etchart, J., Veyssy, E. et Rimmelin, P. (1999). Assessment of suspended matter input into the oceans by small mountainous coastal rivers: the case of the Bay of Biscay. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 329, 413-420.
- Marsset, T., Marsset, B., Ker, S., Thomas, Y. et Le Gall, Y. (2010). High and very high resolution deep-towed seismic system: Performance and examples from deep water Geohazard studies. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 57, 628-637.
- Mastbergen, D. R. et Van Den Berg, J. H. (2003). Breaching in fine sands and the generation of sustained turbidity currents in submarine canyons. *Sedimentology*, 50, 625-637.
- Mie, G. (1908). Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Annalen der Physik*, 330, 377-445.
- Molnia, B., Schwab, W. C. et Austin, W. A. (1983). Map of potential geologic hazards on the North Aleutian Shelf (lease sale 92), Bering Sea. 83-247.
- Morang, A. et McMaster, R. L. (1980). Nearshore bedform patterns along Rhode Island from side-scan sonar surveys. *Journal of Sedimentary Research*, 50, 831-839.
- Moreau, J. (2009). La Tête du Canyon de Capbreton : détail d'une morphologie et d'une dynamique sédimentaire. In *Université de Bordeaux 1, Rapport de Master 2 ENVOLH*.
- Mountjoy, J. J., Barnes, P. M. et Pettinga, J. R. (2009). Morphostructure and evolution of submarine canyons across an active margin: Cook Strait sector of the Hikurangi Margin, New Zealand. *Marine Geology*, 260, 45-68.
- Mulder, T., Zaragosi, S., Garlan, T., Mavel, J., Cremer, M., Sottolichio, A., Sénéchal, N. et Schmidt, S. (2012). Present deep-submarine canyons activity in the Bay of Biscay (NE Atlantic). *Marine Geology*, 295-298, 113-127.
- Mulder, T. M., Weber, O. W., Anschutz, P. A., Jorissen, F. J. et Jouanneau, J. M. J. (2001). A few months-old storm-generated turbidite deposited in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay, SW France). *Geo-Marine Letters*, 21, 149-156.
- Mullenbach, B. L. et Nittrouer, C. A. (2000). Rapid deposition of fluvial sediment in the Eel Canyon, northern California. *Continental Shelf Research*, 20, 2191-2212.
- Murray, A. B., Goldstein, E. B. et Coco, G. (2014). The shape of patterns to come: from initial formation to long-term evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39, 62-70.
- Murray, A. B. et Thieler, E. R. (2004). A new hypothesis and exploratory model for the formation of large-scale inner-shelf sediment sorting and "rippled scour depressions". *Continental Shelf Research*, 24, 295-315.
- Nelson, T. R. et Voulgaris, G. (2014). Temporal and spatial evolution of wave-induced ripple geometry: Regular versus irregular ripples. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119, 664-688.

- Nesteroff, W., Duplaix, S., Sauvage, J., Lancelot, Y., Melières, F. et Vincent, E. (1968). Les dépôts récents du canyon de Capbreton. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 218-252.
- Nesteroff, W. D. (1961). La "sequence" type dans les turbidites terrigènes modernes. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 263-268.
- Nesteroff, W. D. et Heezen, B. C. (1963). Essais de comparaison entre les turbidites modernes et le Flysch. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 5, 115-127.
- Nielsen, P. (1992). *Coastal bottom boundary layers and sediment transport*. World scientific.
- O'connell, S., Ryan, W. et Normark, W. (1987). Modes of development of slope canyons and their relation to channel and levee features on the Ebro sediment apron, off-shore northeastern Spain. *Marine and Petroleum Geology*, 4, 308-319.
- Olivet, J. (1996). La cinématique de la plaque ibérique. *Bulletin des centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine*, 20, 131-195.
- Orange, D. L., McAdoo, B. G., Casey Moore, J., Tobin, H., Screatton, E., Chezar, H., Lee, H., Reid, M. et Vail, R. (1997). Headless submarine canyons and fluid flow on the toe of the Cascadia accretionary complex. *Basin Research*, 9, 303-312.
- Pacault, A., Le Gac, J.-C. et Langli, B. (2004). Sondeur de sédiments multifaisceaux : présentation du SBP120 (KONGSBERG) et premiers résultats. In *SeaTechWeek 2004, In-situ Seabed Characterization*. Brest 21-22 October 2004.
- Paris, F., Lecacheux, S., Idier, D. et Charles, E. (2014). Assessing wave climate trends in the Bay of Biscay through an intercomparison of wave hindcasts and reanalyses. *Ocean Dynamics*, 64, 1247-1267.
- Parker, G. (1996). Some speculations on the relation between channel morphology and channel-scale flow structures. *Coherent flow structures in open channels*, 423, 423-458.
- Paull, C. K., Caress, D. W., Lundsten, E., Gwiazda, R., Anderson, K., McGann, M., Conrad, J., Edwards, B. et Sumner, E. J. (2013). Anatomy of the La Jolla Submarine Canyon system; offshore southern California. *Marine Geology*, 335, 16-34.
- Paull, C. K., Caress, D. W., Ussler, W., Lundsten, E. et Meiner-Johnson, M. (2011). High-resolution bathymetry of the axial channels within Monterey and Soquel submarine canyons, offshore central California. *Geosphere*, 7, 1077-1101.
- Paull, C. K., Ussler III, W., Caress, D. W., Lundsten, E., Covault, J. A., Maier, K. L., Xu, J. et Augenstein, S. (2010). Origins of large crescent-shaped bedforms within the axial channel of Monterey Canyon, offshore California. *Geosphere*, 6, 755-774.
- Pedrerros, R., Howa, H. L. et Michel, D. (1996). Application of grain size trend analysis for the determination of sediment transport pathways in intertidal areas. *Marine Geology*, 135, 35-49.

- Petus, C. (2009). Qualité des eaux cotières du sud du golfe de Gascogne par teledetection spatiale. 409 pp. These de 3eme cycle, Université de Bordeaux 1(France).
- Petus, C., Chust, G., Gohin, F., Doxaran, D., Froidefond, J.-M. et Sagarminaga, Y. (2010). Estimating turbidity and total suspended matter in the Adour River plume (South Bay of Biscay) using MODIS 250-m imagery. *Continental Shelf Research*, 30, 379-392.
- Pineau-Guillou, L. (2013). Validation des modèles hydrodynamiques 2D des côtes de la Manche et de l'Atlantique. PREVIMER.
- Pingree, R. D. et Le Cann, B. (1989). Celtic and Armorican slope and shelf residual currents. *Progress in Oceanography*, 23, 303-338.
- Pingree, R. D., Mardell, G. T., Holligan, P. M., Griffiths, D. K. et Smithers, J. (1982). Celtic Sea and Armorican current structure and the vertical distributions of temperature and chlorophyll. *Continental Shelf Research*, 1, 99-116.
- Pingree, R. D., Mardell, G. T. et New, A. L. (1986). Propagation of internal tides from the upper slopes of the Bay of Biscay. *Nature*, 321, 154-158.
- Pollard, R. T. et Pu, S. (1985). Structure and circulation of the Upper Atlantic Ocean northeast of the Azores. *Progress in Oceanography*, 14, 443-462.
- Posamentier, H., Jervey, M. T. et Vail, P. R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition I—conceptual framework. In: C.K. Wilgus et al. (Editors), Sea-level changes: an integrated approach. *Special Publications of SEPM*, Tulsa, 110-124.
- Puillat, I., Lazure, P., Jégou, A. M., Lampert, L. et Miller, P. I. (2004). Hydrographical variability on the French continental shelf in the Bay of Biscay, during the 1990s. *Continental Shelf Research*, 24, 1143-1163.
- Reading, H. et Collinson, J. (1996). Clastic coasts. *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, 154-231.
- Reimnitz, E., Toimil, L. J., Shepard, F. P. et Gutiérrez-Estrada, M. (1976). Possible rip current origin for bottom ripple zones, to 30-m depth. *Geology*, 4, 395-400.
- Reniers, A. J. H. M., MacMahan, J. H., Beron-Vera, F. J. et Olascoaga, M. J. (2010). Rip-current pulses tied to Lagrangian coherent structures. *Geophysical Research Letters*, 37, L05605.
- Reynaud, J.-Y. et Dalrymple, R. W. (2012). Shallow-marine tidal deposits. In *Principles of Tidal Sedimentology*, 335-369. Springer.
- Romieu, E. et Idier, D. (2007). Previmer – Opérationnalisation de modèles hydrodynamiques régionaux - Délivrables M1 et M2 : Sorties et lecture des résultats à tous les n pas de temps de calcul & Optimisation ondes de tempêtes – onde de marée. Rapport BRGM/RP-55862-FR, 83 p.
- Schwab, W. C., Baldwin, W. E., Hapke, C. J., Lentz, E. E., Gayes, P. T., Denny, J. F., List, J. H. et Warner, J. C. (2013). Geologic Evidence for Onshore Sediment Transport from

- the Inner Continental Shelf: Fire Island, New York. *Journal of Coastal Research*, 526-544.
- Schwab, W. C., Rodriguez, R. W., Danforth, W. W. et Gowen, M. H. (1996). Sediment distribution on a storm-dominated insular shelf, Luquillo, Puerto Rico, U.S.A. *Journal of Coastal Research*, 12, 147.
- Schwab, W. C., Thielier, E. R., Allen, J. R., Foster, D. S., Swift, B. A. et Denny, J. F. (2000). Influence of inner-continental shelf geologic framework on the evolution and behavior of the Barrier-Island system between Fire Island inlet and Shinnecock inlet, Long Island, New York. *Journal of Coastal Research*, 16, 526-544.
- Schwarzer, K., Diesing, M., Larson, M., Niedermeyer, R.-O., Schumacher, W. et Furmanczyk, K. (2003). Coastline evolution at different time scales—examples from the Pomeranian Bight, southern Baltic Sea. *Marine Geology*, 194, 79-101.
- Sénéchal, N., A., S., Bertrand, F., Goeldner-Giannella, L. et Garlan, T. (2013). Analysis of currents and storm surge in a mixed-energy tidal inlet during storm conditions. In: Conley, D.C., Masselink, G., Russell, P.E. and O'Hare, T.J. (eds.), Proceedings 12th International Coastal Symposium (Plymouth, England), *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 65, pp. 2053-2058, ISSN 0749-0208. .
- Shepard, F. P. (1981). Submarine canyons; multiple causes and long-time persistence. *AAPG Bulletin*, 65, 1062-1077.
- Shepard, F. P. et Dill, R. F. (1966). Submarine canyons and other sea valleys. *Chicago: Rand McNally and Co*, 381 pp.
- Siringan, F. P. et Anderson, J. B. (1994). Modern shoreface and inner-shelf storm deposits off the East Texas Coast, Gulf of Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, 64, 99-110.
- Sitzia, L. (2014). Chronostratigraphie et distribution spatiale des dépôts éoliens quaternaire du Bassin aquitain. 341 pp.: PhD Thesis, Université Bordeaux 1.
- Smith, D. P., Kvitek, R., Iampietro, P. J. et Wong, K. (2007). Twenty-nine months of geomorphic change in upper Monterey Canyon (2002–2005). *Marine Geology*, 236, 79-94.
- Smith, D. P., Ruiz, G., Kvitek, R. et Iampietro, P. J. (2005). Semiannual patterns of erosion and deposition in upper Monterey Canyon from serial multibeam bathymetry. *Geological Society of America Bulletin*, 117, 1123-1133.
- Stride, A. (1982). Offshore tidal sands: processes and deposits. *Chapman and Hall, New York*, 222 pp.
- Swift, D. et Thorne, J. (1991). Sedimentation on continental margins, I: a general model for shelf sedimentation. *Shelf sand and sandstone bodies*, 14, 3-31.
- Swift, D. J. P. et Freeland, G. L. (1978). Current lineations and sand waves on the inner shelf, Middle Atlantic Bight of North America. *Journal of Sedimentary Research*, 48 (4), 1257-1266.

- Tauber, F. et Emeis, K.-C. (2005). Sediment mobility in the Pomeranian Bight (Baltic Sea): a case study based on sidescan-sonar images and hydrodynamic modelling. *Geo-Marine Letters*, 25, 221-229.
- Terwindt, J. H. (1971). Sand waves in the Southern Bight of the North Sea. *Marine Geology*, 10, 51-67.
- Thibault, C. (1970). Recherches sur les terrains quaternaires du bassin de l'Adour. 814 pp.
- Thieler, E. R., Foster, D. S., Himmelstoss, E. A. et Mallinson, D. J. (2014). Geologic framework of the northern North Carolina, USA inner continental shelf and its influence on coastal evolution. *Marine Geology*, 348, 113-130.
- Thieler, E. R., Gayes, P. T., Schwab, W. C. et Harris, M. S. (1999). Tracing sediment dispersal on nourished beaches: two case studies. In *Proceedings of the International Conference on Coastal Engineering and Science of Coastal Sediment Processes*, 2118-2136.
- Thieler, E. R., Pilkey, O. H., Cleary, W. J. et Schwab, W. C. (2001). Modern Sedimentation on the Shoreface and Inner Continental Shelf at Wrightsville Beach, North Carolina, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 71, 958-970.
- Thinon, I. (1999). Structure profonde de la Marge Nord Gascogne et du Bassin Armoricaïn. 387 pp. Université de Bretagne occidentale-Brest.
- Tolman, H. L. (2002). Validation of WAVEWATCH III version 1.15. Technical Report 213. NOAA / NWS / NCEP / MMAB.
- Tolman, H. L. (2009). User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 3.14. Technical Note 276. NOAA / NWS / NCEP / MMAB.
- Traykovski, P., Hay, A. E., Irish, J. D. et Lynch, J. F. (1999). Geometry, migration, and evolution of wave orbital ripples at LEO-15. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104, 1505-1524.
- Trembanis, A. et Hume, T. (2011). Sorted bedforms on the inner shelf off northeastern New Zealand: spatiotemporal relationships and potential paleo-environmental implications. *Geo-Marine Letters*, 31, 203-214.
- Turcq, B. (1984). Faciès et formes sédimentaires du plateau continental nord-aquitain, réponse aux processus hydrodynamiques actuels., 227 pp. PhD Thesis, Université de Bordeaux 1 (France).
- Turcq, B., Cirac, P., Berné, S. et Weber, O. (1986). Caractéristiques des environnements sédimentaires de la plate-forme continentale nord-aquitaine en relation avec les processus hydrodynamiques actuels. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 39, 149-164.
- Twichell, D. C. et Roberts, D. G. (1982). Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson and Baltimore Canyons. *Geology*, 10, 408-412.

- Unterseh, S. (1999). Cartographie et caractérisation du fond marin par sondeur multifaisceaux. 234 pp. Thèse de 3ème cycle de l'Institut National Polytechnique de Lorraine.
- Vail, P., Mitchum Jr, R. et Thompson III, S. (1977). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 4. Global Cycles of Relative Changes of Sea Level.: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation. *AAPG Special Volumes*, 83-97.
- van de Meene, J. W. et van Rijn, L. C. (2000). The shoreface-connected ridges along the central Dutch coast—part 1: field observations. *Continental Shelf Research*, 20, 2295-2323.
- Van Den Berg, J. H., Van Gelder, A. et Mastbergen, D. R. (2002). The importance of breaching as a mechanism of subaqueous slope failure in fine sand. *Sedimentology*, 49, 81-95.
- Van Oyen, T. (2010). Sediment sorting in coastal seas. In *PhD thesis, University of Genoa.*, 177 pp.
- Van Oyen, T., De Swart, H. et Blondeaux, P. (2010). Bottom topography and roughness variations as triggering mechanisms to the formation of sorted bedforms. *Geophysical Research Letters*, 37, L18401.
- Van Oyen, T., de Swart, H. et Blondeaux, P. (2011). Formation of rhythmic sorted bed forms on the continental shelf: an idealised model. *Journal of Fluid Mechanics*, 684, 475.
- Van Rijn, L. (1993). Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas, 1993. *Aqua Publication, The Netherlands, Amsterdam.*
- Vanney, J. (1973). La géomorphologie sous-marine. *VV Belousov. P. Muraour, JR Vanney, Structure et géomorphologie dynamique des fonds marins, Masson, Paris*, 1-77.
- Vassal, J. P. (1980). Les houles exceptionnelles et leurs conséquences, estimation des conditions maximales d'état de la mer sur le golfe de Gascogne. Analyse d'une forte tempête récente : 30 nov. - 5dec. 1976. In *PhD Thesis, Université de Bordeaux I (France)*, 119 pp.
- Weber, O. (1978). Evolution morphologique, granulométrique d'un profil littoral de la dune à la plage sous-marine à La Salie (Gironde) en fonction des saisons. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine, Bordeaux*, n°23, 39-54.
- Weber, O., Arbouille, D. et Faugeres, J. C. (1987). Séquences sédimentaires granoclassées de haute énergie sur une plate-forme continentale à niveau marin constant: exemple de la plate-forme atlantique du Nord de l'Aquitaine (France). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 304 (19), 1191-1194.
- Weber, O., Legigan, P., Turcq, B., Berné, S., Cirac, P. et Collotte, P. (1983). Etude de la couverture meuble du plateau nord-aquitain. *Rapport CFP/IGBA n°DE/351.*

- Wentworth, C. K. (1922). A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*, 30, 377-392.
- Winterwerp, J. C., Bakker, W. T., Mastbergen, D. R. et van Rossum, H. (1992). Hyperconcentrated sand-water mixture flows over erodible bed. *Journal of Hydraulic Engineering*, 118, 1508-1525.
- Wynn, R. B. et Stow, D. A. V. (2002). Classification and characterisation of deep-water sediment waves. *Marine Geology*, 192, 7-22.
- Xu, J. P., Wong, F. L., Kvitek, R., Smith, D. P. et Paull, C. K. (2008). Sandwave migration in Monterey Submarine Canyon, Central California. *Marine Geology*, 248, 193-212.
- Yoshikawa, S. et Nemoto, K. (2010). Seasonal variations of sediment transport to a canyon and coastal erosion along the Shimizu coast, Suruga Bay, Japan. *Marine Geology*, 271, 165-176.
- Zaragosi, S., Le Suave, R., Bourillet, J.-F., Auffret, G., Faugères, J.-C., Pujol, C. et Garlan, T. (2001). The deep-sea Armorican depositional system (Bay of Biscay), a multiple source, ramp model. *Geo-Marine Letters*, 20, 219-232.

Table des figures

Chapitre I

Figure I.1 : Cadre géographique du Golfe de Gascogne.	15
Figure I.2 : Carte géologique de la France - Localisation du Bassin aquitain (BRGM).....	17
Figure I.3 : Carte morphostructurale du plateau aquitain (d'après Bois et Gariel, 1994).	18
Figure I.4 : a) Carte simplifiée de la tectonique des Pyrénées et des bassins adjacents (modifiée d'après Ferrer <i>et al.</i> , 2012 ; b) Profil nord-sud de la stratigraphie du Bassin de Parentis à partir de lignes sismiques profondes (modifié d'après Ferrer <i>et al.</i> , 2012) ; c) Profil est-ouest de la bathymétrie du Plateau aquitain au large de Biscarrosse, comprenant l'interprétation sismique de la couverture sédimentaire (adapté des travaux de Cirac <i>et al.</i> (1997) et Bellec et Cirac. (2010))......	20
Figure I.5 : Physiographie du plateau continental aquitain.	21
Figure I.6 : Profil bathymétrique synthétique transverse à la plate-forme (d'après Weber <i>et al.</i> , 1983).	21
Figure I.7 : Facies sédimentaires représentatifs du plateau aquitain. Pour les carottes. Pour la localisation se reporter à la Figure I.8.	25
Figure I.8 : Carte de répartition des faciès sédimentaires sur le plateau continental aquitain (Cirac <i>et al.</i> , 2009).26	
Figure I.9 : Carte spéciale « G », caractéristique des sédiments superficiels d'après la synthèse de données bathymétriques (Plomb suiffé) et sédimentologiques (bennes, carottes et imagerie sonar latéral) (Jouanneau <i>et al.</i> , 2007).....	27
Figure I.10 : Vents saisonniers moyens calculés sur la période 1995-2009 à partir des données du modèle ARPEGE de Météo France (Batifoulie, 2011).	29
Figure I.11 : Schéma récapitulatif de la dynamique du Golfe de Gascogne : (1) circulation générale, (2) tourbillons, (3) courants de pente, (4) circulation résiduelle sur le plateau, (5) courant de marées, (6) courants induits par le vent, (7) courant de densité associés aux crues des fleuves (Koustikopoulos et Le Cann, 1996)	29
Figure I.12 : Courants induits par les vagues en zone côtière, illustration d'un courant de dérive (gauche) et de retour (droite) (Castelle, 2004).	34
Figure I.13 : Exemple de simulation de courants d'arrachement pour une houle frontale au-dessus d'un système idéalisé barre/chenal. Plusieurs centaines de drifters (points noirs) déployés en surface dans la zone de déferlement sont observés et seulement un petit nombre de drifters sont expulsés du compartiment de la zone de déferlement (délimitée par les pointillés rouges) (Castelle, 2013).	34
Figure I.14 : Débits mensuels moyens de la Gironde et de l'Adour. Données de 1995 à 2006 (Batifoulie, 2011).	35
Figure I.15 : Schéma des forces exercées sur une particule déposée (Idier, 2002).	36
Figure I.16 : Les trois modes de transport sédimentaire (Camenen, 2002) d'après Fredsoe et Deigaard (1992) : transport par charriage, transport en suspension, transport par « <i>sheet flow</i> ».....	37
Figure I.17 : Caractéristiques des corps sédimentaires de plateau en fonction de leurs échelles spatiales et temporelles (inspiré de Coco <i>et al.</i> , 2013).	38

Figure I.18 : Schéma diagramme de formes sédimentaires dues aux oscillations, en fonction de la taille des grains et du forçage hydrodynamique. O, S et A représente les rides à tourbillons de type : Orbitale, Suborbitale et Anorbitale. Modifié d'après Goldstein (2014) et Cumming <i>et al.</i> (2009).....	39
Figure I.19 : Classification des dunes (d'après Dalrymple et Rhodes, 1995 ; Reynaud et Dalrymple, 2012.	40
Figure I.20 : Terminologie relative aux formes de fonds périodiques (Idier, 2002).	40
Figure I.21 : a : Echantillons de sédiment illustrant le tri et la taille du grain contrastant des sédiments fins et grossiers. b : Image de sonar latéral (900 kHz) montrant le contact entre les sédiments grossiers recouverts de grandes rides d'oscillation et les sédiments fins recouverts de rides plus petites (amplitude; λ : longueur d'onde) (Trembanis et Hume, 2011).	41
Figure I.22 : Classification de Coco <i>et al.</i> (2007b). (A) <i>Patchy</i> (Diesing <i>et al.</i> , 2006). (B) <i>Linear</i> (Thieler <i>et al.</i> , 2001). (C) <i>V-shaped</i> (Morang et McMaster, 1980).....	42
Figure I.23 : Carte (A) et section (B) montrant la morphologie et la stratigraphie des <i>sorted bedforms</i> présents sur le <i>shoreface</i> et le plateau continental interne au large de Wrightsville Beach, en Caroline du Nord (Murray et Thieler, 2004).	44
Figure I.24 : Schéma représentant la stratigraphie qui peut résulter des mouvements latéraux des limites des <i>sorted bedforms</i> (Trembanis et Hume, 2011).	44
Figure I.25 : Schéma illustrant le tri sédimentaire rétroactif proposé par Murray et Thieler (2004).....	45
Figure I.26 : Mosaïque d'imagerie multifaisceaux sur la zone du plateau interne au large de « La Salie » réalisée en 1998 (ITSAS I) entre 23 et 43 m de profondeur. Les carottes V _k proviennent de la mission GEODEP 3 (1989).	47
Figure I.27 : Détail d'un profil de sondeur sur le proche plateau interne Aquitain montrant la morphologie des placages sableux sur un substratum sablo-graveleux (Cirac <i>et al.</i> , 2000b).....	47
Figure I.28 : Champs de linéations discontinues de 10 à 25 m de largeur à 40 m de profondeur. Les sédiments grossiers sont en sombres et les sédiments fins en clair.	47
Figure I.29 : Sonogrammes de sonar latéral et profils interprétés de sondeur de sédiments montrant la morphologie des dunes sub-aquatiques sur la partie proximale du plateau interne Aquitain (Cirac <i>et al.</i> , 2000b).....	48
Figure I.30 : Grandes rides sur un substrat grossier. Les crêtes rectilignes et bifurquées sont orientées nord-sud (Cirac <i>et al.</i> , 2000a).	49
Figure I.31 : Photographies des grandes rides de houles au niveau d'un placage sableux sur la zone de « La Salie ».....	49
Figure I.32 : Logs des carottes prélevées lors des vibrocarottages effectués sur la zone de « La Salie » pendant la mission GEODEP 3 (1989).	50
Figure I.33 : Schéma de la dynamique sédimentaire récente sur le plateau continental Aquitain (Cirac <i>et al.</i> , 2000a). (1) courant tractif sur le fond, à caractère érosif induit par les tempêtes ; (2) courant dévié dont la perte de compétence progressive entraîne un dépôt granoclassé au niveau des placages sableux latéraux ; (3) mouvements oscillatoires induits, par les fortes houles.	53
Figure I.34 : Profil « type » d'un canyon. Exemple du profil bathymétrique longitudinal de l'axe du canyon de Kaikoura (Nouvelle-Zélande). Modifié de Lewis et Barnes (1999).	54

Figure I.35 : Le Canyon du Cap Lopez (Gabon) entaille le plateau continental dès 10 m de profondeur (Biscara <i>et al.</i> , 2013).....	55
Figure I.36 : Le canyon de Monterey (Californie) entaille le plateau continental dès 10 m de profondeur (Smith <i>et al.</i> , 2005).....	56
Figure I.37 : Carte de pente de la tête de canyon de Monterey mettant en évidence la présence de <i>bedforms</i> en croissant appelés : « <i>Crescent shaped bedforms</i> » (d'après Smith <i>et al.</i> , 2005).....	57
Figure I.38 : (A) Schéma représentant l'hypothèse de la formation de la morphologie en <i>CSB</i> sous l'action de la marée. (B) Photographie des blocs déposés sur le fond du Canyon de Monterey et suivis par des balises de localisation sous-marine (Paull <i>et al.</i> , 2010).....	58
Figure I.39 : (A) Schéma reliant le phénomène de <i>Breaching</i> avec celui de <i>Cyclic steps</i> . D'après van den Berg <i>et al.</i> (2002). (B) Schéma de <i>cyclic steps</i> au sein d'un courant de turbidité (écoulement de gauche à droite). D'après Cartigny <i>et al.</i> (2011). (C) Schéma d'un glissement de type <i>Breaching</i> . D'après van den Berg <i>et al.</i> (2002).	59
Figure I.40 : Schéma représentant la formation de la morphologie en <i>CSB</i> sous l'action de glissements.....	60
Figure I.41 : Cartes bathymétriques de la tête du canyon de Capbreton. (A) Morphologie de la tête du canyon en 1860. (Froidefond <i>et al.</i> , 1983) (B) Morphologie de la tête du canyon en 1963 (Froidefond <i>et al.</i> , 1983). (C) Morphologie de la tête du canyon en 2001 (Bourillet <i>et al.</i> , 2007).....	61
Figure I.42 : Cartes des sédiments superficiels dans la tête du canyon de Capbreton (Abe, 1984). (A) Données de la Roche-Poncie en 1860. (B) Données de la mission PLABAS 2 en 1982.	62
Figure I.43 : Analyse sédimentologique de la carotte OBK. (A) Image rX. (B) Image traitée et interprétation des faciès. (C) Courbe granulométrique. (D) Niveau de gris (courbe bleue pleine) et courbe granulométrique de la fraction 30-125 µm (courbe à points rouges). (E) Activité du $^{234}\text{Th}_{\text{exc}}$. (F) Activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$. D'après Mulder <i>et al.</i> (2001).....	63
Figure I.44 : Divagation de l'Adour depuis le début du quaternaire (2,6 millions d'années). D'après Thibault (1970) et Duboscq (1977) modifiée.....	64
Figure I.45 : (A) Tracés historique de l'Adour (d'après Cuzacq, 1930) ; (B) Exemple d'un panache de l'Adour qui remonte vers le nord (d'après Petus, 2009).	65
Figure I.46 : Cartes des lignes de houle : A) d'ouest et B) d'ouest-nord-ouest (Duplantier, 1976).....	67
Figure I.47 : a) Carte d'imagerie acoustique issue de la mission ITSAS 5 (EM1000), et des isobathes issues de la bathymétrie. Les tons clairs indiquent une forte rétrodiffusion et les tons sombre une faible rétrodiffusion. B) profil de pente le long du transect A-B montrant la corrélation entre les cicatrices (<i>Slump scars</i>) et la pente.	68
Figure II.1 : Carte regroupant les navigations de l'ensemble des missions : A) sur la zone de La Salie-Biscarrosse et B) sur la tête du Canyon de Capbreton.	72
Figure II.2 : Carte regroupant les prélèvements de l'ensemble des missions : A) sur la zone de La Salie-Biscarrosse et B) sur la tête du Canyon de Capbreton.....	76
Figure II.3 : Principe du carottage à l'aide d'un carottier à piston de type Küllenberg (SHOM).....	77
Figure II.4 : Photographie: A) du vibrocarottier. Crédit photo : IFREMER; B) du cône Berthois. Crédit photo : G. Raccasi; C) et de la benne Shipeck. Crédit photo : SHOM.	78
Figure II.5 : Classification de Wentworth (1922).	82

Figure II.6 : Diagramme de la chaîne de traitement pour l'étude de la mobilité potentielle du sédiment.	83
Figure II.7 : Comparaison et validation sur notre période d'étude (mars 2012 à février 2013) de la hauteur des vagues des données WW3 (PREVIMER) utilisées dans notre étude et de la bouée « Capferret » (CANDHIS).....	84
Figure III.1 : (A), (B) and (C) : Localisation de la zone d'étude de « La Salie-Biscarrosse », au niveau du plateau interne sud aquitain, au sud des passes du Bassin d'Arcachon et des zones secondaires de « La Salie » (zone 1) et de « Biscarrosse » (zone 2).....	90
Figure III.2 : (A) : Localisation de nos deux zones d'études (Zone 1 et Zone 2) sur le profil bathymétrique sous-marin de notre zone avec (a) le système barre/baine (intertidale), (b) la barre externe (subtidale) et (c) le plateau interne. (B) : Zone 1, entre 24 et 50 m de profondeur, sur le plateau interne sud aquitain. (les données sont issues de la mission PROTEVS DUNE en 2013) (C) : Zone 2, entre 5 et 24 m de profondeur, au niveau de la plage sous-marine et du plateau interne sud aquitain. (La bathymétrie est issue de la mission ECORS en 2007 et la réflectivité de la mission SEDYMAQ 3 en 2012). La localisation des figures (B) et (C) est visible à la Figure III.1. Pour (B) et (C), la réflectivité est drapée sur la bathymétrie avec une exagération verticale de 30.	91
Figure III.3 : Localisation des missions récentes (2007-2013) effectuées sur la zone d'étude de « La Salie-Biscarrosse ».....	92
Figure III.4 : Carte bathymétrique de la mission SEDYMAQ 2 (2010). Pour la localisation se reporter à la Figure III.3.....	93
Figure III.5 : Carte de réflectivité et des prélèvements de la mission SEDYMAQ 2 (2010) et son interprétation. Pour la localisation se reporter à la Figure III.3.....	95
Figure III.6 : Cartes bathymétrique, de réflectivité et d'interprétation de la mission SEDYMAQ 3 en 2012 (Zone A). Pour la localisation se reporter à la Figure III.3.	97
Figure III.7 : Cartes bathymétrique, de réflectivité et d'interprétation de la mission SEDYMAQ 3 en 2012 (Zone B). Pour la localisation se reporter à la Figure III.3.....	99
Figure III.8 : Cartes bathymétrique, de réflectivité et d'interprétation de la mission SEDYMAQ 3 en 2012 (Zone C). Pour la localisation se reporter à la Figure III.3.....	101
Figure III.9 : Carte bathymétrique de la mission PROTEVS DUNE en 2013. Pour la localisation se reporter à la Figure III.3.....	103
Figure III.10 : Cartes de réflectivité et d'interprétation de la mission PROTEVS DUNE en 2013. Pour la localisation se reporter à la Figure III.3.....	104
Figure III.11 : Carte bathymétrique de la mission ECORS en 2007. Pour la localisation se reporter à la Figure III.3.....	105
Figure III.12 : Vue 3D de la zone d'étude n°2, entre -5 et -24 m de profondeur, avec une exagération verticale de 30. (A) Bathymétrie fusionnée des missions ECORS (2007) et SEDYMAQ 3 (2012). (B) Réflectivité issue de la mission SEDYMAQ 3 (2012). (C) Soustraction bathymétrique entre 2007 et 2012.	126
Figure III.13 : Profil de sondeur de sédiment 2,5 kHz (est-ouest), entre -16 et -24 m de profondeur (SEDYMAQ 2, 2012). Pour la localisation se reporter à la Figure III.12-B.	127

Figure III.14 : Profil sonar latéral. A : Vue d'ensemble à 20 m. B : Zoom sur un champ de rides de houle (longueur d'onde : 1 m, hauteur estimée : < 0,15 cm, D50 : ~2,2 mm). Pour la localisation se reporter à la Figure III.12-B.....	127
Figure IV.1 : Carte bathymétrique de la tête du Canyon de Capbreton issue de la mission ITSAS 1 en 1998...	134
Figure IV.2 : Carte bathymétrique de la tête du Canyon de Capbreton issue de la mission ITSAS 5 en 2001...	135
Figure IV.3 : Carte bathymétrique de la tête du Canyon de Capbreton issue de la fusion des missions GOUFHEAD en 2009 et SEDYMAQ 2 en 2010.	136
Figure IV.4 : Carte bathymétrique de la tête du Canyon de Capbreton issue de la mission SEDYMAQ 3 en 2012.	137
Figure IV.5 : Carte bathymétrique de la tête du Canyon de Capbreton issue de la mission PROTEVS DUNE en 2013.....	138
Figure IV.6 : Carte de réflectivité de la tête du Canyon de Capbreton issue des missions GOUFHEAD en 2009 et SEDYMAQ 2 en 2012.....	139
Figure IV.7 : Interprétation de la réflectivité (missions GOUFHEAD en 2009 et SEDYMAQ 2 en 2012) et des benches Shippek, cône Berthois et carottes Kullenberg (missions PROSECAN IV en 2007, BERTHOIS en 2010, SEDYMAQ 2 en 2010, SEDYMAQ 3 en 2012).	140
Figure IV.8 : (A) Nature des sédiments sur le plateau sud-aquitain (B) Localisation du profil SBP120 présenté à la Figure IV.9 issu de la mission PROTEVS DUNE (2013) entre Vieux-Boucau et le Canyon de Capbreton.	156
Figure IV.9 : Profil de sondeur de sédiments (SBP120) et son interprétation.....	156
Figure IV.10 : Profil SPB120 au nord du Canyon de Capbreton. La localisation du profil est visible sur la Figure IV.8.....	157
Figure V.1 : Localisation des trois zones d'études pour les travaux de modélisation : (A) A grande échelle sur le plateau continental aquitain, (B) avec un zoom sur la zone de « La Salie-Biscarrosse » et (C) et un zoom sur les abords de la tête du Canyon de Capbreton.	163
Figure V.2 : Profondeurs maximales de mobilité potentielle en fonction de la taille des grains.	168
Figure V.3 : Taille maximum des grains potentiellement mis en mouvement pour chaque nœud du modèle par temps calme le 22 septembre 2012 à 23 h, indépendamment du faciès sédimentaire présent. Les résultats portent sur (A) le plateau continental aquitain, (B) la zone de La Salie-Biscarrosse et (C) les abords du Canyon de Capbreton. Les localisations sont visibles sur la Figure V.1.	168
Figure V.4 : Taille maximum des grains potentiellement mis en mouvement pour chaque nœud du modèle par temps agité le 24 avril 2012 à 0 h, indépendamment du faciès sédimentaire présent. Les résultats portent sur (A) le plateau continental aquitain, (B) la zone de La Salie-Biscarrosse et (C) les abords du Canyon de Capbreton. Les localisations sont visibles sur la Figure V.1.	169
Figure V.5 : (A et A') Carte de direction et d'intensité des courants moyens sur la verticale le 22/09/2012 et le 24/04/2012 (PREVIMER L1 MANGA700 forecast, 2013), (B et B') hauteur significative et direction des vagues le 22/09/2012 et le 24/04/2012 (modèle WaveWatch3 NORGAS 2, 2011) et (C et C') période et direction des vagues dominantes le 22/09/2012 et le 24/04/2012 (modèle WaveWatch3 NORGAS 2, 2011).....	170

Figure V.6 : Profondeurs maximales de mobilité potentielle en fonction de la profondeur pour les tailles des grains étudiées (du sable très fin (0,1mm) au gravier (2mm)).	171
Figure V.7 : (A) Durée de mobilité des sédiments non-cohésifs (en pourcentage) sur le plateau continental aquitain entre mars 2012 et février 2013 (1 an). Le calcul de mobilité est effectué pour chaque taille de grain suivant la carte sédimentaire de Cirac <i>et al.</i> , (2009) (B).	173
Figure V.8 : (A) Sédiments superficiels du plateau aquitain (Castaing, 1981) ; (B) Durée théorique effective de transport des sédiments sous l'action conjuguée de la houle et des courants de marée, (pour cette étude la couverture sédimentaire est basé sur la carte (A) ; (Barthe et Castaing, 1989).	174
Figure V.9 : (A) Durée de mobilité des sédiments non-cohésifs (en pourcentage) sur la zone de La Salie-Biscarrosse entre mars 2012 et février 2013 (1 an). Le calcul de mobilité est effectué pour chaque taille de grain suivant la carte sédimentaire présentée au chapitre III (B).	174
Figure V.10 : Profondeurs maximales de mobilité potentielle en fonction de la profondeur pour les tailles des grains étudiier (sédiment fin (D50 = 0,24 mm) sédiment mixte (D50 = 0,5 mm) et sédiment grossier (D50 = 2,36 mm)).	175
Figure V.11 : Etude des courants sur la zone de « La Salie-Biscarrosse » entre mars 2012 et février 2013. Les directions et les vitesses des courants (MARS2D) sont seulement représentatives des cas où l'action conjointe des vagues (WW3) et des courants (MARS2D) a permis de mobiliser les sables grossiers (0,5 mm).	177
Figure V.12 : Etude des courants aux abords du Canyon de Capbreton entre mars 2012 et février 2013. Les directions et les vitesses des courants (MARS2D) sont seulement représentatives des cas où l'action conjointe des vagues (WW3) et des courants (MARS2D) a permis de mobiliser les sables fins à moyens (0,125 mm à 0,250 mm).	178
Figure VI.1 : Schéma synthétique des résultats de notre étude sur la zone de «La Salie-Biscarrosse »	185
Figure VI.2 : Schéma synthétique des résultats de notre étude sur la tête du canyon de Capbreton.	188
Figure VI.3 : (A) Nature sédimentaire du plateau aquitain issue de la Carte de Cirac et al., 2009,des données acoustiques des missions anciennes ITSAS I et FASEC 84 et des missions récentes de notre étude ; (B) Schéma conceptuel du fonctionnement sédimentaire actuel du plateau interne aquitain ; (C) Profil de sondeur de sédiments issue du transit de la mission PROTEVS DUNE (2013) entre La Salie Biscarrosse et Capbreton.	193

Production scientifique

● Publications

► **Mazières, A.**, Gillet, H., Castelle, B., Mulder, T., Guyot, C., Garlan, T., Mallet, C., 2014. High-resolution morphobathymetric analysis and evolution of Capbreton submarine canyon head (Southeast Bay of Biscay-French Atlantic Coast) over the last decade using descriptive and numerical modeling. *Marine Geology* 351, 1-12.

► **Mazières, A.**, Gillet, H., Idier, D., Mulder, T., Garlan, T., Mallet, C., Marieu, V., Hanquiez, V., 2015. Dynamics of inner-shelf, multi-scale bedforms off the south Aquitaine coast over three decades (Southeast Bay of Biscay, France). *Continental Shelf Research* 92, 23-36.

● Conférences internationales

► **Mazières, A.**, Gillet, H., Idier, D., Mulder, T., Garlan, T., Mallet, C., Marieu, V., Hanquiez, V., 2014. Three-decadal dynamics of inner shelf multi-scales bedforms, South aquitaine, Southeast Bay of Biscay, *XIV International Symposium on Oceanography of the Bay of Biscay (ISOBAY14)*, 11-13 June 2014, Bordeaux (France). (POSTER - Anglais)

► **Mazières, A.**, Gillet, H., Castelle, B., Guyot, C., Mallet, C., and Mulder, T., 2013. Relationship between longshore drift and the head of the Canyon of Capbreton (SW France) : Descriptive and numerical approaches. *Coastal Dynamics 2013, 7th international conference on coastal dynamics*. Arcachon (France), 24-28 Juin 2013 (ORAL - Anglais)

► **Mazières, A.**, Gillet, H., Castelle, B., Guyot, C., Mallet, C., and Mulder, T., 2013. Relationship between longshore drift and the head of the Canyon of Capbreton (SW France) : Descriptive and numerical approaches. *European Geosciences Union, General Assembly 2013 (EGU)*, Vienna (Austria), 07 – 12 Avril 2013. (ORAL - Anglais)

► **Mazières, A.**, Gillet, H., Castelle, B., Guyot, C., Mallet, C., and Mulder, T., 2012. Relationship between littoral drift Aquitaine and the head of the canyon of Capbreton : descriptive and numerical approaches, *XIII International Symposium on Oceanography of the Bay of Biscay (ISOBAY13)*, Santander (Spain), 11-13 Avril 2012. (ORAL - Anglais)

● Conférences nationales

► **Mazières, A.**, Gillet, H., Hanquiez, V., Marieu, V., Mallet, C., Garlan, T. and Mulder, T., 2013. Analyse morphobathymétrique et suivi de l'évolution actuelle de la couverture sédimentaire superficielle du plateau interne aquitain Exemple de la zone de «La Salie» entre 1984 et 2013, *14ème Congrès Français de Sédimentologie*. ASF, Paris (France), 04-08 novembre 2013. (ORAL-Francais)

► **Mazières, A.**, Gillet, H., Castelle, B., Guyot, C., Mallet, C., Garlan, T. and Mulder, T., 2013. High resolution morphobathymetric analysis and last decade evolution of the head of the Capbreton submarine canyon (south-east Bay of Biscay), *14ème Congrès Français de Sédimentologie*. ASF, Paris (France), 04-08 novembre 2013. (Poster-Anglais)

► **Mazières, A.**, Gillet, H., Castelle, B., Guyot, C., Mallet, C., Garlan, T. and Mulder, T., 2011. Relation entre la dérive littorale Aquitaine et la tête du canyon de Capbreton : Approches descriptive et numériques, *13ème Congrès Français de Sédimentologie*. ASF, Dijon (France), 14-16 novembre 2011. (ORAL-Francais)

► **Mazières, A.**, Gillet, H., Darsaut, E., Moreau, J., Mallet, C., Garlan, T., Mulder, T. and Bourillet, J.F., 2011. Analyse morphobathymétrique et suivi de l'évolution actuelle de la couverture sédimentaire superficielle du plateau interne aquitain: Exemple de la zone de La Salie entre 1984 et 2010. , *13ème Congrès Français de Sédimentologie*. ASF, Dijon (France), 14-16 novembre 2011. (ORAL-Francais)

Annexes

Annexe I

Matériel et méthodes (suite)

A- Bathymétrie multifaisceaux et imagerie

Destinés à la cartographie des fonds océaniques, les sondeurs multifaisceaux fonctionnent suivant une large ouverture angulaire, perpendiculairement à l'axe du navire (Figure 1). Le sondeur émet une impulsion sonore à travers un lobe d'émission étroit selon la direction longitudinale ($1^\circ \leq \theta_L < 5^\circ$) et large transversalement (de 140 à 150°). La réception s'effectue à l'aide de faisceaux étroits dans le plan transversal ($1^\circ \leq \theta_T < 5^\circ$). Pour chaque faisceau de réception, la zone d'acquisition correspond à l'intersection entre le lobe d'émission et le faisceau de réception, c'est la technique des faisceaux croisés (Figure 1). La largeur de la bande insonifiée par tous les faisceaux est égale à de 5 à 7 fois la profondeur d'eau.

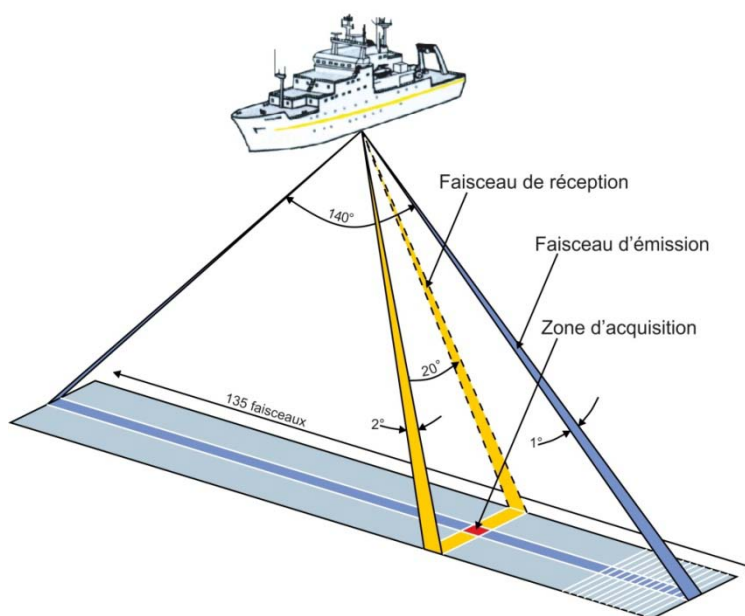


Figure 1 : Schéma représentant la technique des faisceaux croisés (d'après Augustin et al., 1996).

Tableau 1 : Caractéristiques techniques des sondeurs multifaisceaux de notre étude.

Sondeur	EM1000	Geoswath	EM2040	EM1002
Plage de profondeur	< 800 m	< 100 m	<200 m	<1000 m
Fréquence	95 kHz	250 kHz	200 kHz (300/400 kHz)	95 kHz
Nombre de faisceaux	60 (48)	2	256 (400)	111
Largeur de fauchée	150°	NC	140°	150°

B-Tableaux des prélèvements

Tableau 2 : Carottes Küllenberg étudiées dans la tête du Canyon de Capbreton (localisation : Figure 4-B).

Carotte	Lat (N)	Long (W)	Prof (m)	Type	Mission	Date
KS01	43,65605	-1,455117	55,8	Kullenberg	PROSECAN 4	05/12/07
KS03	43,659567	-1,460883	80	Kullenberg	PROSECAN 4	05/12/07
KS04	43,661983	-1,467683	120	Kullenberg	PROSECAN 4	05/12/07
KS05	43,664983	-1,471717	136	Kullenberg	PROSECAN 4	05/12/07
KS06	43,661317	-1,4615	90	Kullenberg	PROSECAN 4	05/12/07
KS07	43,658583	-1,462383	86	Kullenberg	PROSECAN 4	05/12/07
KS07b	43,658317	-1,461183	84	Kullenberg	PROSECAN 4	05/12/07
KS08	43,663233	-1,47555	140	Kullenberg	PROSECAN 4	05/12/07
KS09	43,658683	-1,462417	91	Kullenberg	PROSECAN 4	05/12/07

Tableau 3 : Vibrocarottes étudiées sur la Zone de la « La Salie-Biscarrosse » (localisation : Figure 4-A).

Carotte	Lat. (N)	Long (W)	Prof (m)	Type	Mission	Date
VK8909	44,502667	-1,314594	29	VibroCarotte	GEODEP 3	10/1989
VK8910	44,503375	-1,219231	30	VibroCarotte	GEODEP 3	10/1989

Tableau 4 : Cônes Berthois étudiées (localisation : Figure 4-B).

Cône	Lat. (N)	Long (W)	Prof (m)	Type	Mission	Date
B001	43,66652	-1,44478	6	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B002	43,6666	-1,445	7	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B003	43,66668	-1,44472	6	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B004	43,66564	-1,44477	6	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B005	43,66602	-1,44559	6	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B006	43,66405	-1,44635	6	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B007	43,6628	-1,44643	7	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B008	43,66304	-1,4477	6	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B009	43,66352	-1,44734	5	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B010	43,66171	-1,44765	7	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B011	43,66109	-1,44633	3	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B012	43,65771	-1,44857	2	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B013	43,65725	-1,44742	0	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B014	43,65801	-1,45005	5	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B015	43,65317	-1,44882	3	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B016	43,65189	-1,44929	3	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B017	43,65017	-1,44956	5	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B018	43,65117	-1,45443	8	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B019	43,6526	-1,45647	16	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10

B020	43,66739	-1,44293	0	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B021	43,66677	-1,44628	5	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B022	43,66709	-1,44692	4	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B023	43,66715	-1,44885	7	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B024	43,66775	-1,45195	13	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B025	43,66372	-1,4496	18	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B026	43,66437	-1,44866	6	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B027	43,66521	-1,44782	5	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B028	43,663	-1,44878	18	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B029	43,66199	-1,44913	20	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B030	43,66202	-1,44852	12	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B031	43,65788	-1,45057	7	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B032	43,65692	-1,45064	7	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B033	43,65578	-1,45112	6	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B034	43,65427	-1,45152	7	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B035	43,65287	-1,45147	4	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10
B036	43,65468	-1,45104	6	Cône Berthois	BERTHOIS	25/04/10

Tableau 5 : Benne Shipeck étudiées sur la Zone de la « La Salie-Biscarrosse » (localisation : Figure 4-A).

Benne	Lat. (N)	Long (W)	Prof (m)	Type	Mission	Date
BEN2_001	44,5017	-1,42795	55,5	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	02/05/10
BEN2_002	44,50725	-1,4271	56,5	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	02/05/10
BEN2_003	44,5105	-1,426617	56,9	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	02/05/10
BEN2_004	44,487883	-1,417563	54,1	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	04/05/10
BEN2_005	44,493767	-1,375567	42,3	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	04/05/10
BEN2_006	44,498767	-1,334917	35,4	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	04/05/10
BEN2_007	44,486967	-1,309133	31,7	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	04/05/10
BEN2_008	44,490533	-1,304767	29,3	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	04/05/10
BEN2_009	44,49045	-1,290833	25,9	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	04/05/10
BEN2_010	44,490567	-1,281	23,9	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	04/05/10
BEN2_011	44,49095	-1,2676	18,2	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	04/05/10
BEN2_012	44,500933	-1,268533	18,8	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	04/05/10
BEN2_013	44,500617	-1,280933	23,7	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	04/05/10
BEN2_014	44,5125	-1,277817	21,3	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	04/05/10
BEN2_015	44,512167	-1,289045	25,8	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	04/05/10
BEN2_016	44,502617	-1,29355	27,3	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	04/05/10
BEN2_017	44,5044	-1,305533	30,7	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	04/05/10
BEN2_018	44,511983	-1,301717	28,7	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	04/05/10
BEN2_019	44,504733	-1,343367	38	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	04/05/10
BEN2_020	44,515233	-1,360617	40,6	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	04/05/10
BEN2_021	44,504717	-1,366267	41,6	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	04/05/10
BEN2_022	44,506317	-1,386633	45,6	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	04/05/10

BEN2_023	44,515283	-1,3988	48,4	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	04/05/10
BEN2_024	44,503567	-1,4124	53,1	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	04/05/10
BEN2_025	44,497167	-1,433	58,1	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	04/05/10
BEN2_026	44,489983	-1,429667	56,1	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	04/05/10
BEN2_027	44,438467	-1,362833	41,7	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_028	44,446283	-1,359517	41	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_029	44,444033	-1,343783	37	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_030	44,437	-1,346217	37,3	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_031	44,440617	-1,3239	33,3	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_032	44,439567	-1,302733	28,8	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_033	44,438133	-1,298133	27,3	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_034	44,439417	-1,296817	26,8	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_035	44,439517	-1,283167	25	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_036	44,4397	-1,275667	24,4	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_037	44,439517	-1,271067	18	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_038	44,439583	-1,266983	11	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_039	44,449283	-1,272083	22,5	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_040	44,449633	-1,275533	21	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_041	44,451833	-1,281817	23	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_042	44,456767	-1,277583	23,3	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_043	44,458517	-1,295167	27,2	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_044	44,455917	-1,301033	27,8	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_045	44,456167	-1,332483	34	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_046	44,459717	-1,335467	33,8	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_047	44,4579	-1,358083	38	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_048	44,467083	-1,346767	36,1	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_049	44,466733	-1,325567	31	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_050	44,466733	-1,302567	27,4	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_051	44,466317	-1,278567	21	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_052	44,4751	-1,26995	17,4	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_053	44,47535	-1,288667	25,4	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_054	44,475133	-1,31585	29,6	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_055	44,47655	-1,336733	33,6	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BEN2_056	44,476683	-1,355633	28,1	Benne Shipect	SEDYMAQ 2	13/06/10
BENSED1201	44,532017	-1,356233	38	Benne Shipect	SEDYMAQ 3	10/06/12
BENSED1202	44,540117	-1,3614	40	Benne Shipect	SEDYMAQ 3	10/06/12
BENSED1203	44,545183	-1,328333	36	Benne Shipect	SEDYMAQ 3	10/06/12
BENSED1204	44,532817	-1,33705	34	Benne Shipect	SEDYMAQ 3	10/06/12
BENSED1205	44,529183	-1,329383	32	Benne Shipect	SEDYMAQ 3	10/06/12
BENSED1206	44,535433	-1,304017	25	Benne Shipect	SEDYMAQ 3	10/06/12
BENSED1207	44,5353	-1,297833	19	Benne Shipect	SEDYMAQ 3	10/06/12
BENSED1208	44,535383	-1,2917	15	Benne Shipect	SEDYMAQ 3	10/06/12

Tableau 6 : Bennes Shipeck étudiées sur la Tête du Canyon de Capbreton (localisation : Figure 4-B).

Benne	Lat. (N)	Long (W)	Prof (m)	Type	Mission	Date
BEN2_067	43,65295	-1,457566667	21,4	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_068	43,65298333	-1,4559	20,3	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_069	43,65455	-1,453133333	31,3	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_070	43,65533333	-1,45525	47,5	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_071	43,65525	-1,454216667	41,3	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_072	43,65486667	-1,456016667	38,6	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_073	43,65426667	-1,458766667	31,1	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_074	43,65526667	-1,459666667	46,8	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_075	43,6565	-1,46185	56	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_076	43,65763333	-1,460533333	76,1	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_077	43,65901667	-1,4607	90	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_078	43,65893333	-1,4607	89,5	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_079	43,65746667	-1,458616667	76,1	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_080	43,65735	-1,456366667	66	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_081	43,65823333	-1,451883333	30,6	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_082	43,65876667	-1,45365	44	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_083	43,6595	-1,4562	65,7	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_084	43,65946667	-1,455633333	61,1	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_085	43,65876667	-1,457816667	73,2	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_086	43,66006667	-1,45905	81,9	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_087	43,66016667	-1,459166667	82,9	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_088	43,6621	-1,457516667	70,5	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_089	43,66225	-1,45775	68,9	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_090	43,66223333	-1,455633333	63,1	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_091	43,6622	-1,456083333	63	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_092	43,66103333	-1,45525	51,1	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_093	43,66253333	-1,453016667	46,7	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_094	43,66245	-1,453133333	47	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_095	43,66236667	-1,451183333	35,9	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_096	43,6627	-1,449166667	20,9	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_097	43,66236667	-1,45365	35,2	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_098	43,6627	-1,456616667	44,6	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_099	43,6634	-1,455916667	25,3	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_100	43,66313333	-1,456433333	21,3	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_101	43,66523333	-1,45705	21,2	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_102	43,66736667	-1,461666667	29,2	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_103	43,67456667	-1,46395	48,7	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_104	43,67233333	-1,466283333	72,6	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_105	43,67	-1,467183333	84,2	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_106	43,66865	-1,469566667	92,1	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10

BEN2_107	43,6681	-1,4699	73,6	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_108	43,667	-1,470916667	124	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_109	43,66721667	-1,472516667	108	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_110	43,66583333	-1,464666667	65,3	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_111	43,6652	-1,462266667	95	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_112	43,66383333	-1,468116667	52,3	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_113	43,66166667	-1,469416667	21	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_114	43,65955	-1,46945	20,8	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_115	43,65611667	-1,465	26,6	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_116	43,65598333	-1,463033333	53,4	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_117	43,65691667	-1,464966667	32,4	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_118	43,65596667	-1,467066667	23,9	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BEN2_119	43,65463333	-1,469383333	17,3	Benne Shipeck	SEDYMAQ 2	19/06/10
BENSED1201	44,53201667	-1,356233333	38	Benne Shipeck	SEDYMAQ 3	10/06/12
BENSED1202	44,54011667	-1,3614	40	Benne Shipeck	SEDYMAQ 3	10/06/12
BENSED1203	44,54518333	-1,328333333	36	Benne Shipeck	SEDYMAQ 3	10/06/12
BENSED1204	44,53281667	-1,33705	34	Benne Shipeck	SEDYMAQ 3	10/06/12
BENSED1205	44,52918333	-1,329383333	32	Benne Shipeck	SEDYMAQ 3	10/06/12
BENSED1206	44,53543333	-1,304016667	25	Benne Shipeck	SEDYMAQ 3	10/06/12
BENSED1207	44,5353	-1,297833333	19	Benne Shipeck	SEDYMAQ 3	10/06/12
BENSED1208	44,53538333	-1,2917	15	Benne Shipeck	SEDYMAQ 3	10/06/12

C-Méthodes de traitement des données multifaisceaux (sous CARAIBES 3.8 R1)

- pour la bathymétrie EM1000 :

- 1) importation des données « .SO » (module Tfm1000),
- 2) correction de marée (module Harmar),
- 3) visualisation interactive et filtrage manuel dans un éditeur de cycles multifaisceaux (module Odicce),
- 4) maillage des données avec interpolation (modules Mailla).
- 5) Une fois le MNT calculé, une visualisation en isobathes (module Comail), en fausse couleur (module Cocoul), en bloc 3D (module View3D) précède la dernière étape visant à imprimer des cartes ou à exporter (module Mntasc) les données afin, par exemple, de les intégrer à un SIG (Arcview) ;

- pour l'imagerie EM1000 :

- 1) importation des données « .IM » et préparation d'images mosaïques avec positionnement des pixels utilisant la navigation et la bathymétrie locale (module Epremo),

2) création de la mosaïque (module Ereamo). Un traitement du signal (gommage du spéculaire, gains d'antennes, égalisation de la réflectivité latérale, correction du coefficient d'absorption) sur la mosaïque brute obtenue peut par la suite être effectué afin d'obtenir une « belle image ».

3) Une fois ces traitements effectués un rehaussement de contraste (module Analim) précède l'étape finale,

4) de visualisation (module Cartim) puis d'impression et d'exportation (module MosAsc) ;

- pour la bathymétrie GEOSWATH :

1) importation des données (module TGeoS),

2) correction de marée (module Cosima),

3) visualisation interactive et filtrage manuel dans un éditeur de cycles multifaisceaux (module Odicce),

4) maillage des données avec interpolation (modules Mailla),

5) visualisation (module Comail, Cocoul ou View3D), ou exportation (module Mntasc) des données.

- pour l'imagerie GEOSWATH :

1) importation des données (module TGeoS)

2) préparation d'images mosaïques avec positionnement des pixels utilisant la navigation et la bathymétrie locale (module Epremo),

2) création d'une mosaïque (module Ereamo). Un traitement du signal (gommage du spéculaire, gains d'antennes, égalisation de la réflectivité latérale, correction du coefficient d'absorption) sur la mosaïque brute obtenue peut par la suite être effectué afin d'obtenir une « belle image ».

3) Une fois ces traitements effectués un rehaussement de contraste (module Analim) précède l'étape finale,

4) de visualisation (module Cartim) puis d'impression et d'exportation (module MosAsc) ;

- pour la bathymétrie EM2040 :

1) importation des données « .all » (module Tm2040),

2) correction de marée (module Harmar),

3) visualisation interactive et filtrage manuel dans un éditeur de cycles multifaisceaux (module Odicce),

- 4) maillage des données avec interpolation (modules Mailla),
- 5) visualisation (module Comail, Cocoul ou View3D), ou exportation (module Mntasc) des données.

- pour l'imagerie EM2040 :

- 1) importation des données « .all » (module AllToSni),
- 2) création d'une mosaïque (module Mosaic), avec positionnement des pixels utilisant la navigation et la bathymétrie locale.
- 3) exportation (module MosAsc)

D- Méthodes de traitement des données sismique 2.5 kHz (sous MATLAB)

Le traitement des données consiste à retirer la tendance sinusoïdale due à la houle qui se surimpose aux données sismiques, rendant leur interprétation impossible (Figure 8). Ce travail a été mis au point avec l'aide de Vincent Marieu (équipe METHYS, EPOC) et Anaïs Schmitt (Stage de Master 1, que j'ai encadré).

Une solution semi-automatique a été développée afin de modifier certains paramètres d'entrée au cas par cas et d'obtenir le meilleur résultat pour chaque profil. La première étape du traitement consiste à détecter le fond automatiquement. La méthode est basée sur un seuil d'amplitude de la donnée et une fenêtre de recherche du fond qui doivent être renseignés pour chaque profil. Dans un deuxième temps, le profil du fond est corrigé des effets de la houle, puis cette correction est répercutée sur la totalité du profil sismique (Figure 9).

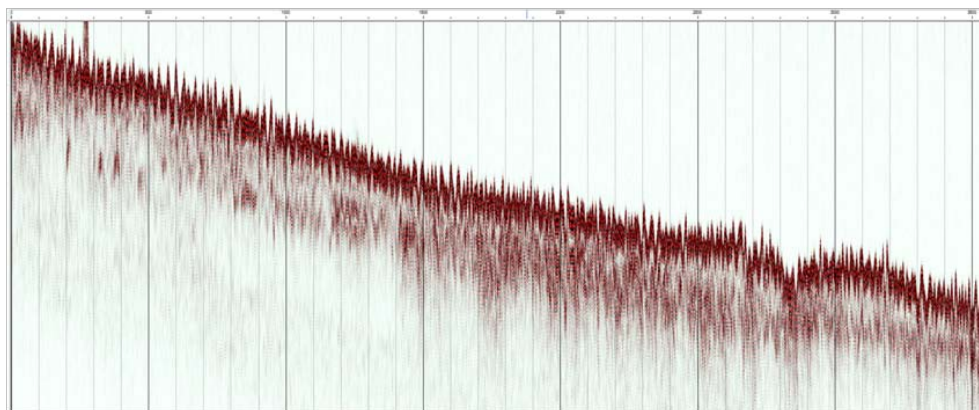


Figure 2 : Extrait de profil brut, avant traitement.

A cette fin, deux méthodes ont été développées : l'une basée sur la transformée de Fourier qui permet d'effectuer un filtrage du fond dans le domaine fréquentiel, l'autre consistant simplement en un lissage du fond par moyenne glissante. La méthode utilisant la transformée

de Fourier a introduit des effets de bords, qui polluaient le résultat du filtrage, et ce, même lorsqu'une fonction de « detrend » a été utilisée. Cela nous a conduits à utiliser préférentiellement la méthode de filtrage par moyenne glissante. Les coefficients de filtrage ont été choisis de telle sorte que seule la houle ou des figures sédimentaires de petite taille (rides, grandes rides) ont été lissées. La Figure 10 montre le résultat de la correction du fond avec chacune des deux méthodes. Les résultats sont similaires au milieu du profil mais des oscillations parasites introduites lors du filtrage par la transformée de Fourier sont visibles sur la Figure 10-3 sur les bords du profil.

Pour finir, le profil entier est corrigé en chaque point de la même manière que le fond, conduisant au profil lissé tel celui représenté sur la Figure 10-2.

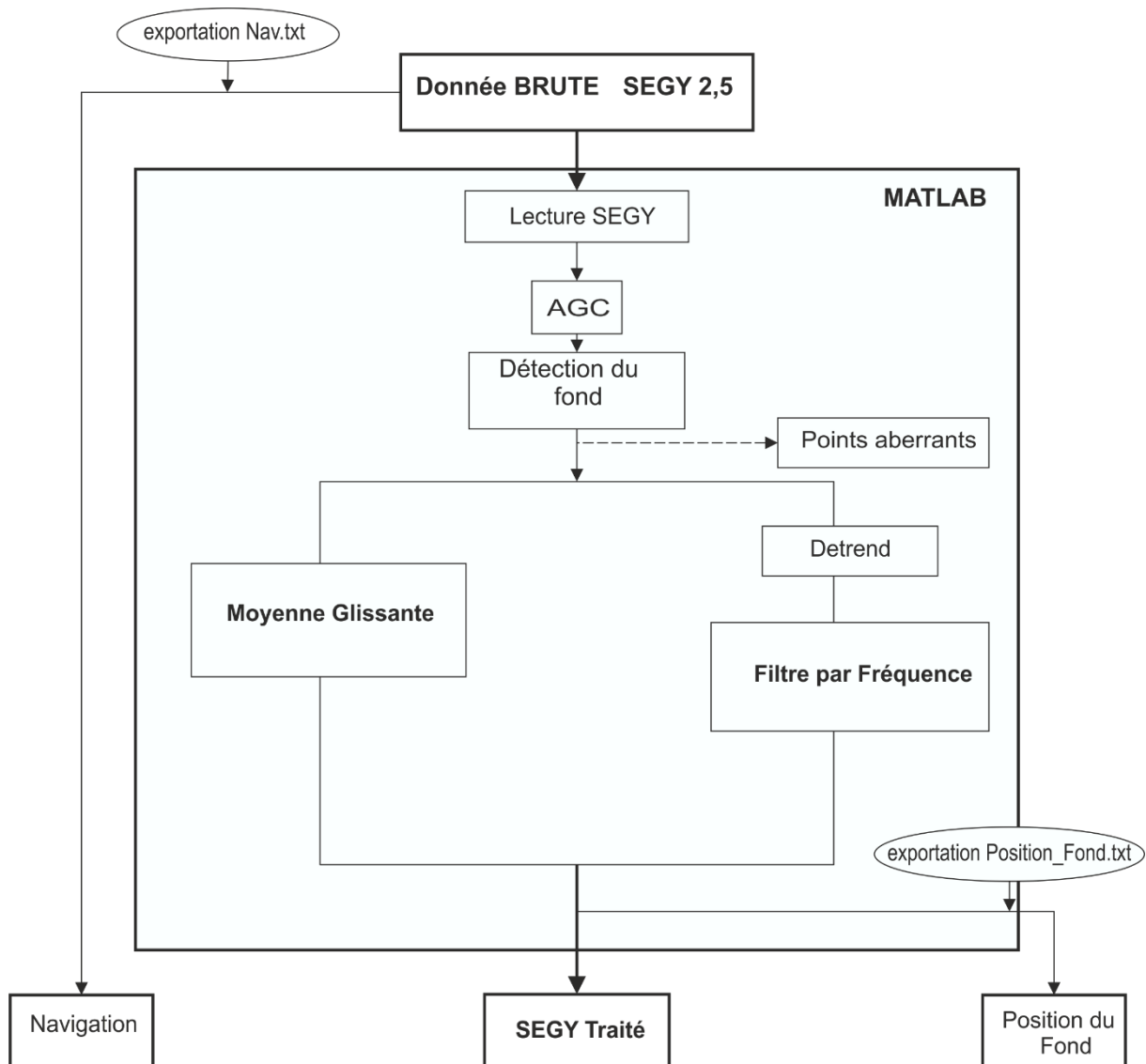


Figure 3 : Diagramme de la chaîne de traitement.

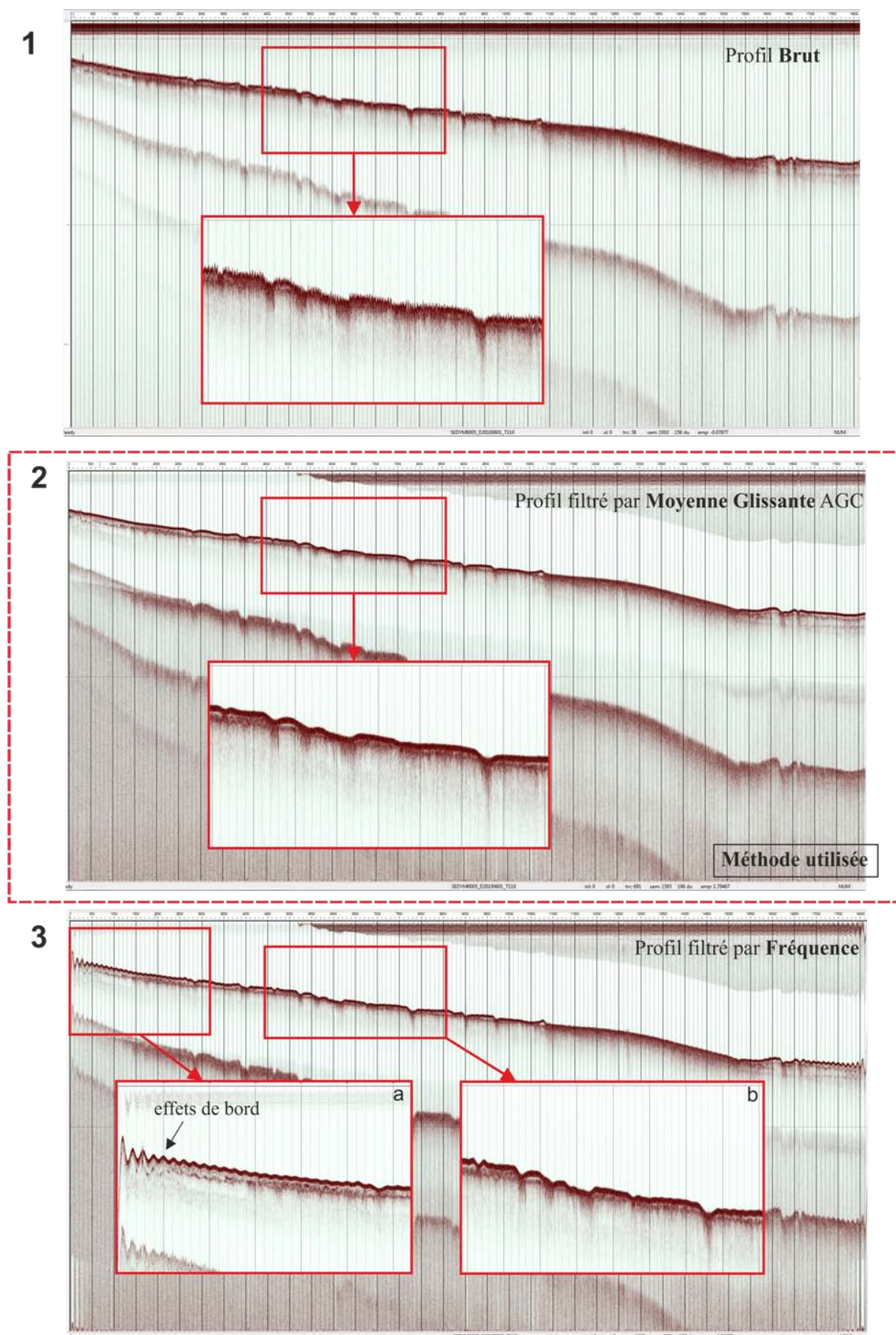


Figure 4 : Profil SEGY : 1 : profil brut ; 2 : profil filtré par moyenne glissante et AGC ; 3 : profil filtré en fréquence.

Annexes II

Durée de mobilité potentielle suivant 6 tailles de grains.

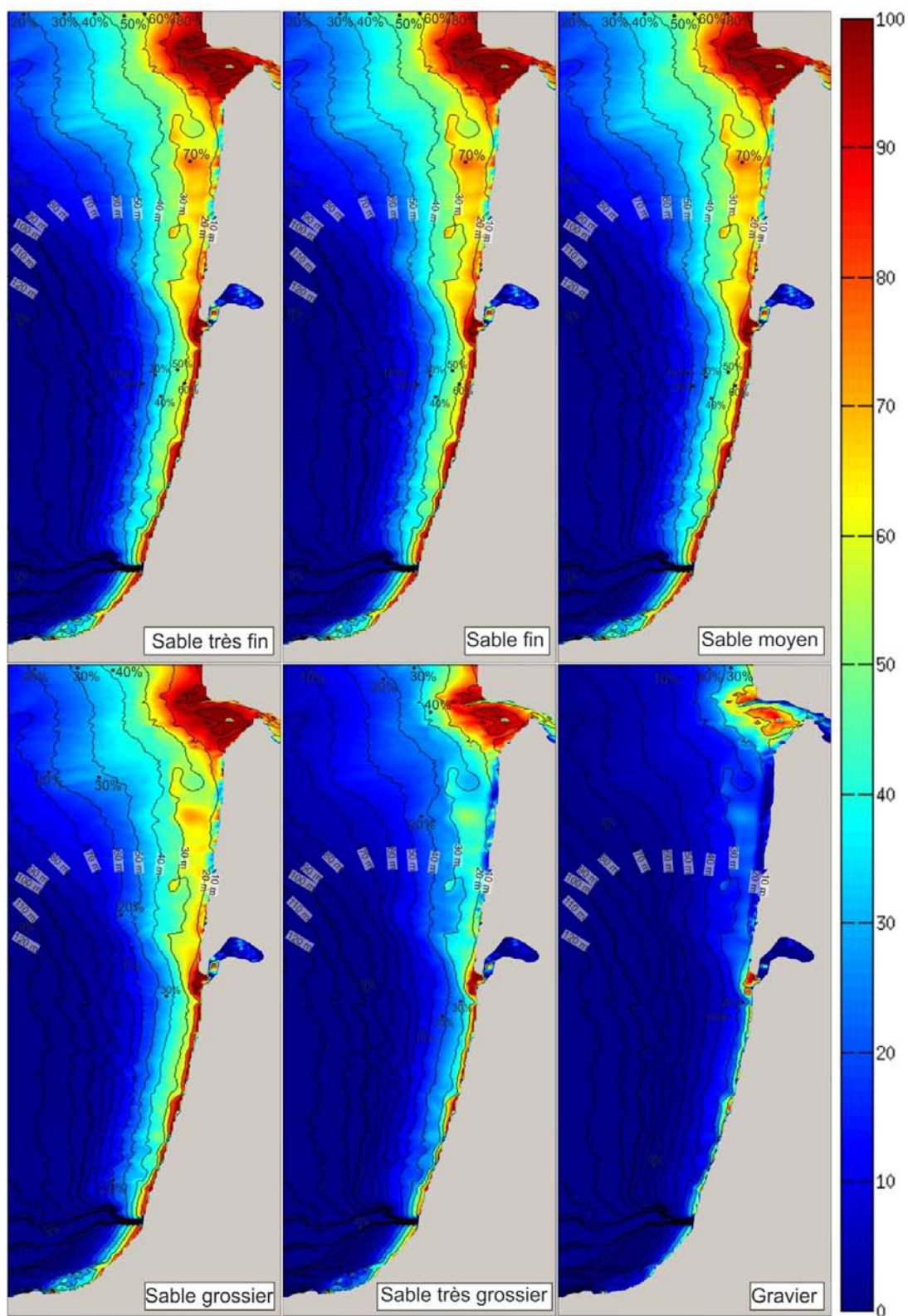


Figure 1 : Durée de mobilité des sédiments non-cohésifs (en pourcentage) sur le plateau continental aquitain entre mars 2012 et février 2013 (1 an). La localisation est visible sur la Figure V.1.

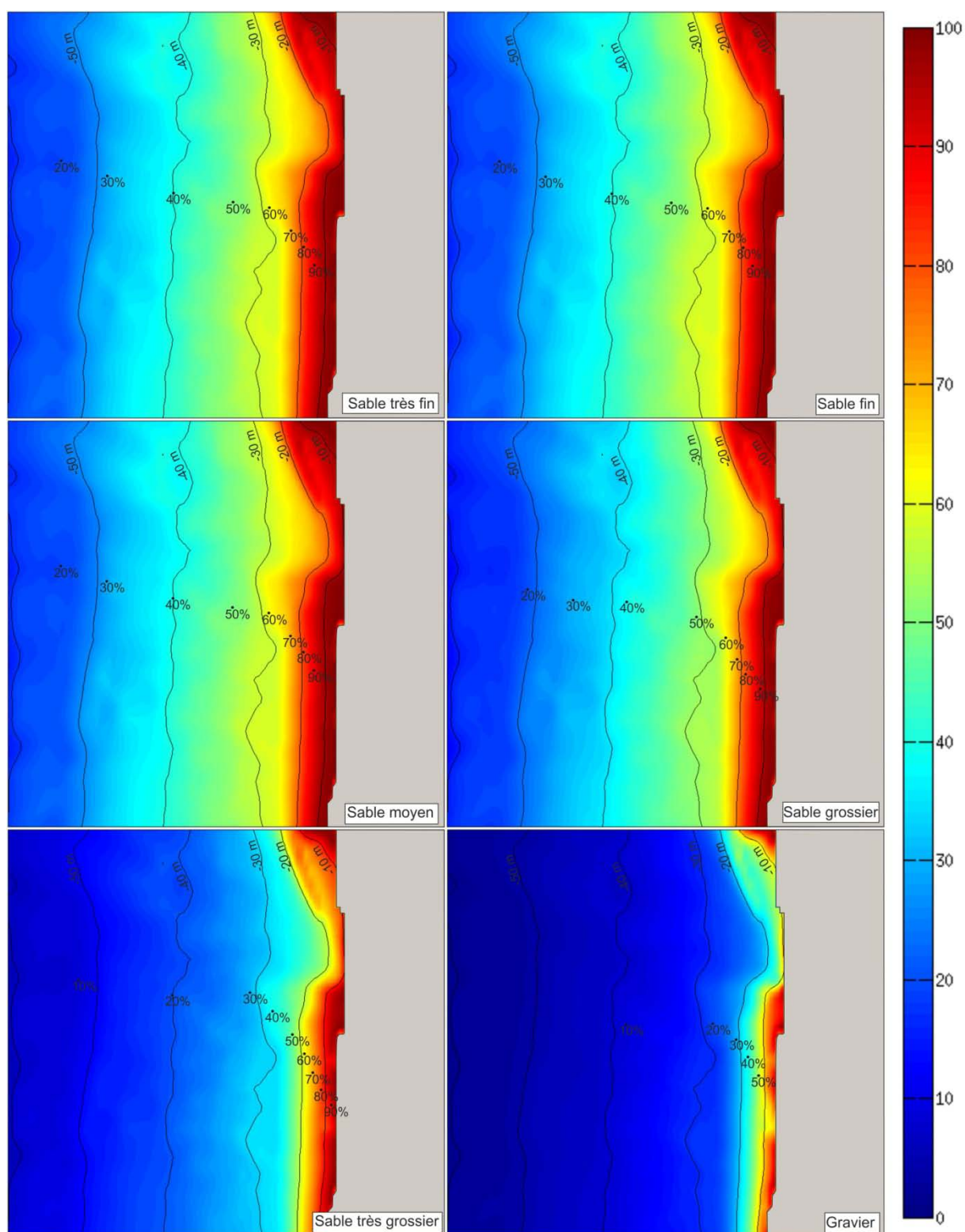


Figure 2 : Durée de mobilité des sédiments non-cohésifs (en pourcentage) sur la zone de « La Salie-Biscarrosse » entre mars 2012 et février 2013 (1 an). La localisation est visible sur la Figure V.1.

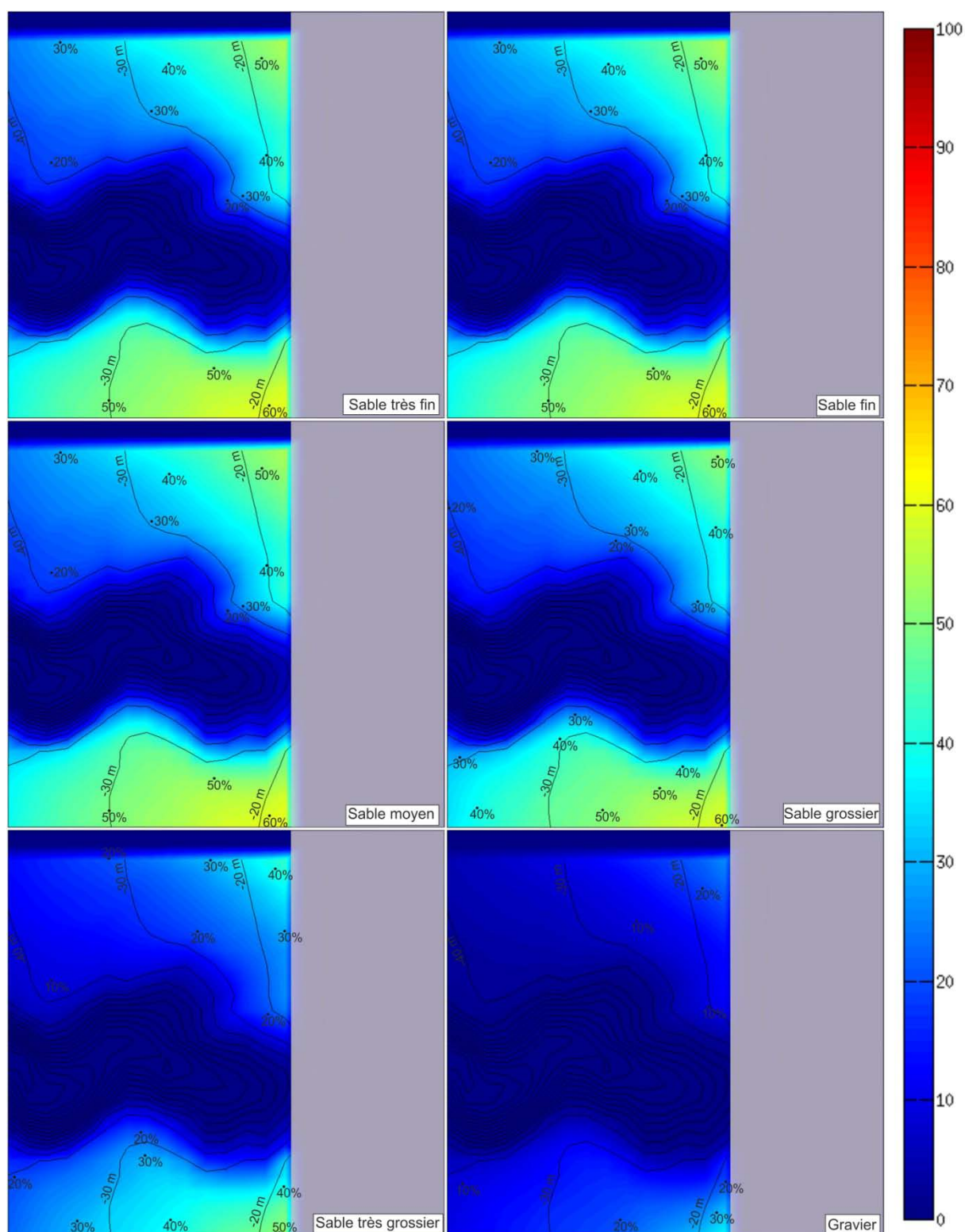


Figure 3 : Durée de mobilité des sédiments non-cohésifs (en pourcentage) sur les abords du Canyon de Capbreton entre mars 2012 et février 2013 (1 an). La localisation est visible sur la Figure V.1.

Annexes III

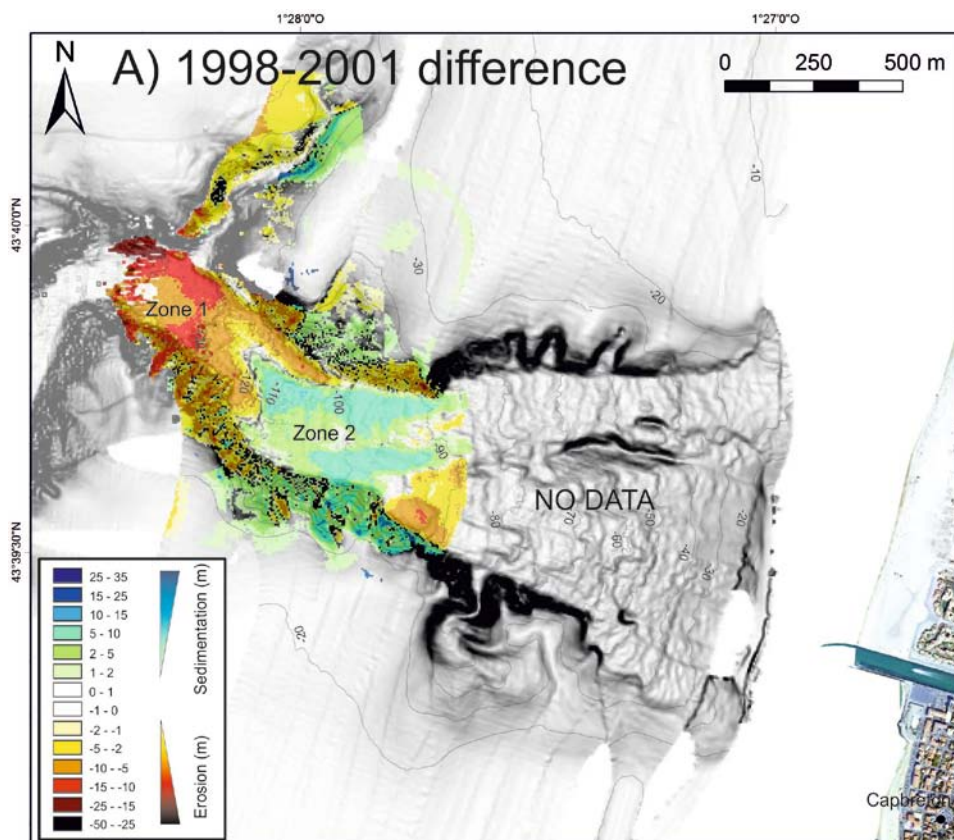


Figure 1 : Différence bathymétrique entre les données bathymétriques de 1998 et 2001.

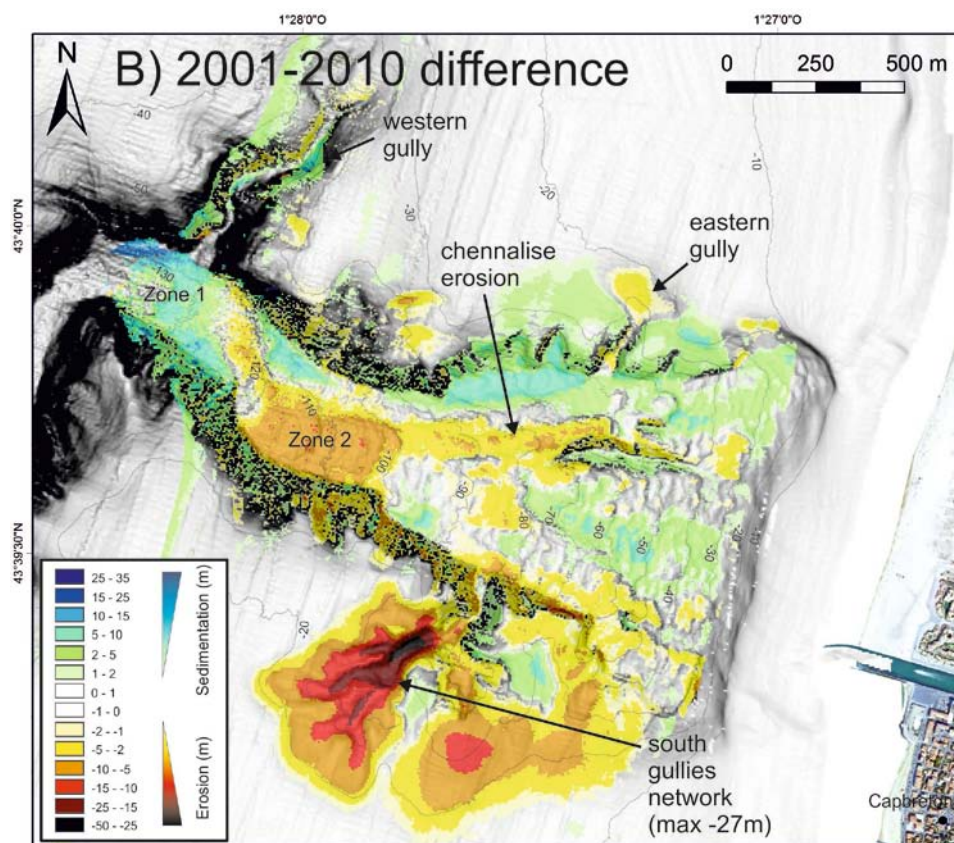


Figure 2 : Différence bathymétrique entre les données bathymétriques de 2001 et 2010.

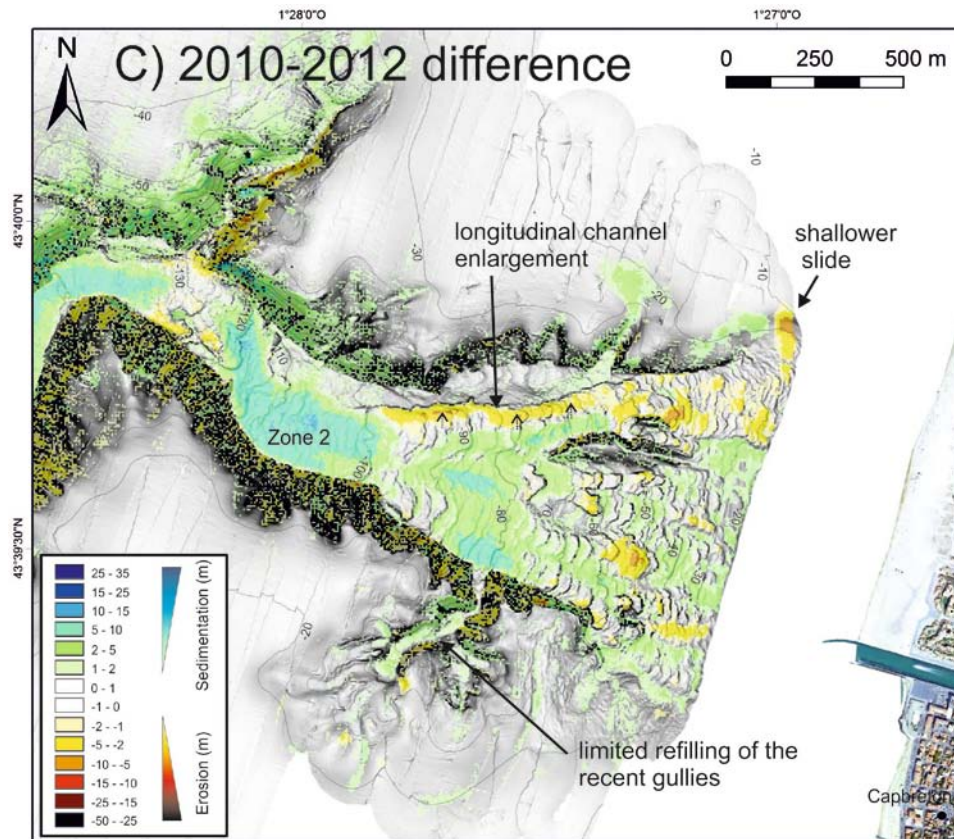


Figure 3 : Différence bathymétrique entre les données bathymétriques de 2010 et 2012.

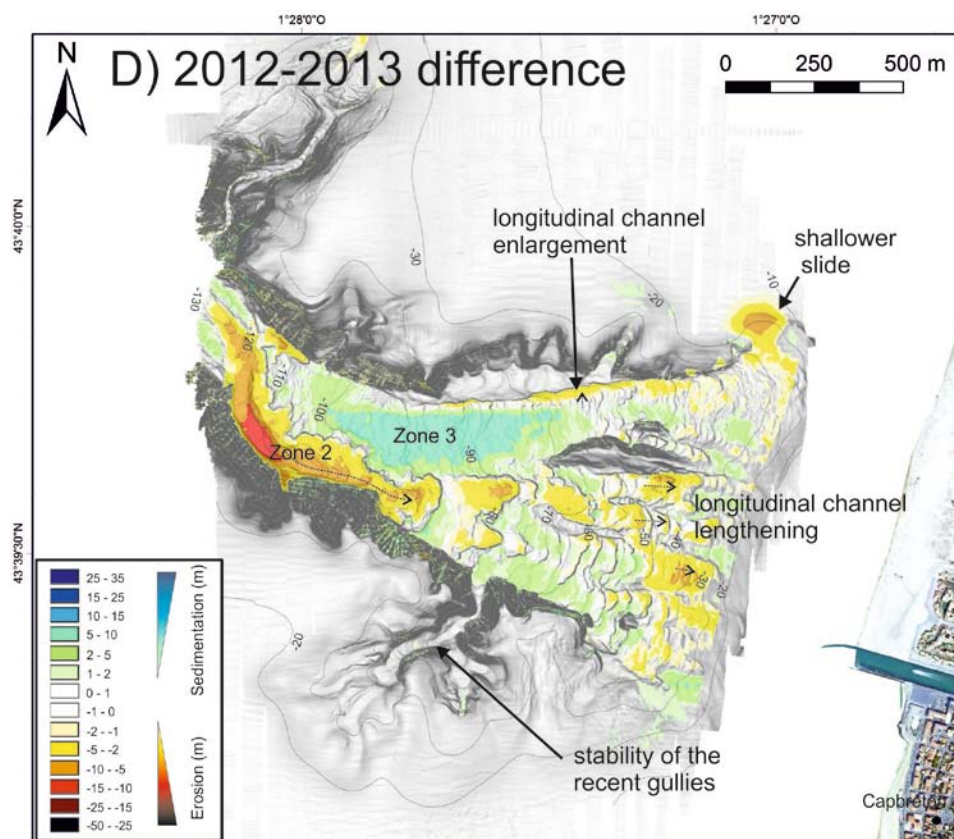


Figure 4 : Différence bathymétrique entre les données bathymétriques de 2012 et 2013.

Résumé

Ce travail présente une analyse de l'évolution morphologique et des processus sédimentaires actuels du plateau continental interne sud-aquitain, (sud-est du Golfe de Gascogne, France), secteur riche en données, mais sur lequel de nombreuses questions restent néanmoins en suspens. Il s'articule autour de deux zones ateliers complémentaires : la zone de « La Salie-Biscarrosse » sur le plateau continental interne sud-aquitain au sud des passes du Bassin d'Arcachon (entre 5 et 50 m de profondeur d'eau), et la tête du canyon de Capbreton et ses abords (entre 5 et 120 m de profondeur d'eau). Deux approches sont utilisées : (1) une approche descriptive et comparative (dans le temps), utilisant des données géo-acoustiques (sondeur multifaisceaux, sonar latéral et sondeur de sédiments), des prélèvements et (2) une approche mettant en œuvre des modélisations numériques des interactions houles / courants / sédiments. Les résultats obtenus sur le plateau interne aquitain ont permis d'améliorer la connaissance de la morphologie, de la nature et de la géométrie interne des corps sédimentaires, d'étudier leur évolution au cours des 29 dernières années (entre 1984 et 2013) et de proposer des facteurs à l'origine de cette évolution. Le résultat majeur est la mise en évidence de « *sorted bedforms* » entretenus par la houle; dont la surprenante migration vers le nord-est est à associer à la récente découverte d'intenses épisodes de « *poleward current* » sur le plateau. Le suivi entre 1998 et 2013 de l'évolution morphologique de la tête du Canyon de Capbreton, située à seulement 250 m du littoral montre une évolution rapide qui fluctue cependant autour d'une position d'équilibre. Par ailleurs l'influence de la dérive littorale sur les transferts de sédiments du plateau vers le canyon a pu être démontrée. En-effet, les arguments morphologiques et sédimentaires, associés à la modélisation numérique, prouvent que la dérive littorale aquitaine alimente épisodiquement (conditions de houle forte) la tête de canyon en sables littoraux.

Mots clés : plateau aquitain interne, Canyon de Capbreton, dérive littorale, *sorted bedforms*, suivi temporel

Abstract

This study proposes an analysis of the morphological evolution and recent sedimentary processes of the south Aquitaine inner shelf (southeast Bay of Biscay, France). This area is greatly documented but improvement of our knowledge is needed for a better understanding. Two complementary study areas are analyzed: « La Salie-Biscarrosse » area of the south-Aquitaine inner shelf (in a water depth extending from 5 to 50 m), and the head of the Capbreton Canyon (in a water depth extending from 5 to 120 m). Two approaches are used: (1) a descriptive and comparative analysis of the geophysical and sedimentological datasets and (2) a numerical modeling taking into account swell, current and sediments. The results obtained allow the description and the interpretation of the morphology, the nature, the internal geometry of the sedimentary structures, and their evolution along the last 29 years (between 1984 and 2013). The major result highlights the presence of sorted bedforms maintained by the swell, migrating northeastward and associated with the recent discovery of punctual poleward current on the shelf. The seafloor morphology of the Capbreton Canyon head located only 250 m off the coastline, has experienced significant changes between 1998 and 2013, nonetheless it oscillates around a position of equilibrium. Furthermore, the influence of the littoral drift on sediment transfer from the shelf to the canyon was demonstrated. Sedimentary and morphological evidences combined with numerical modeling attest to the feeding of the Capbreton canyon head with coastal sand supplied by the southward longshore drift under high-energy wave conditions..

Keywords: Aquitaine inner shelf, Capbreton Canyon, littoral drift, *sorted bedforms*, time lapse survey